

N° d'ordre : 113

ECOLE CENTRALE DE LILLE

## THESE

présentée en vue  
d'obtenir le grade de

## DOCTEUR

en

Spécialité : électronique

par

**Arkadiusz KOSECKI**

DOCTORAT DELIVRE PAR L'ECOLE CENTRALE DE LILLE

Titre de la thèse :

OPTIMISATION D'UNE SOURCE VIBRATOIRE POUR LA DETECTION DES CAVITES SOUTERRAINES PAR  
SISMIQUE REFLEXION HAUTE RESOLUTION

Soutenue le 7/12/2009 devant le jury d'examen :

<b>Président</b>	<i>Professeur Bertrand Dubus, ISEN Lille</i>
<b>Rapporteur</b>	<i>Professeur Jean-Luc Mari, Institut français du pétrole (IFP)</i>
<b>Rapporteur</b>	<i>Professeur François Marillier, Université de Lausanne (UNIL)</i>
<b>Membre</b>	<i>Professeur Bertrand Nongaillard, Université de Valenciennes</i>
<b>Membre</b>	<i>Philippe Côte, LCPC</i>
<b>Membre</b>	<i>Lynda Driad-Lebeau, INERIS</i>
<b>Membre</b>	<i>Gilles Grandjean, BRGM</i>
<b>Invitée</b>	<i>Sonia Millereau-Sebilo, SNCF</i>
<b>Directeur de thèse</b>	<i>Professeur Bogdan Piwakowski, Ecole Centrale de Lille</i>

Thèse préparée dans le Laboratoire  
Groupe Ultrasons, Ecole Centrale de Lille (IEMN DOAE UMR 8520 CNRS)

Ecole Doctorale SPI 072 (Lille I, Lille III, Artois, ULCO, UVHC, EC Lille)









## ***Remerciements***

Je tiens tout d'abord à remercier le Réseau Ferré de France (RFF) qui, par l'intermédiaire de la Société Nationale des Chemins de Fer Français (SNCF), a financé entièrement cette thèse. Je remercie également l'Institut National de l'Environnement Industriel et des Risques (INERIS), qui a proposé le programme de recherche dans le cadre duquel cette thèse a été réalisée.

Je remercie chaleureusement les membres du jury, pour leur présence et l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail. Merci notamment aux professeurs Jean-Luc Mari et François Marillier pour avoir accepté d'évaluer le mémoire de thèse et pour leurs corrections et suggestions qui ont permis d'améliorer ce manuscrit.

Cette thèse a été réalisée au sein du Groupe Ultrasons de l'Ecole Centrale de Lille et de l'Institut d'Electronique de Microélectronique et de Nanotechnologie (IEMN). Je tiens donc à remercier toutes les personnes plus ou moins impliquées dans mon travail. Merci en particulier à Simon et Xavier qui m'ont aidé dans les développements électroniques. Mes remerciements spéciaux vont à Paweł, mon ami aux mains d'or, qui a construit les sources sismiques et m'a accompagné pendant de longues heures afin de les tester.

Les expérimentations sur le terrain ont été possibles grâce à l'aide de la société Rhodia Chimie et le Centre d'Etudes Techniques de l'Équipement (CETE) Normandie-Centre. Je tiens à les remercier. Dans ce dur travail sur le terrain j'ai pu bénéficier de l'aide de nombreuses personnes, John, Nicolas, Isabelle, Paweł, Sylvain et autres, et je leur suis très reconnaissant. Merci aussi à Guy Drijkoningen de l'Université Technique de Delft et Hank van der Meer de l'Université d'Utrecht pour la possibilité qu'ils m'ont offerte de travailler avec leurs sources sismiques et pour leur participation dans les expérimentations.

La rédaction de ce manuscrit aurait été beaucoup plus difficile sans l'aide de mes collègues de l'INERIS, notamment Cyrille Balland, Christine Schenck et Christophe Didier. Je tiens à les remercier tous.

Mes pensées vont également à ma famille et mes proches. Merci surtout à Zuzanna, ma chère compagne dans cette aventure, pour son soutien dans les moments difficiles et pour toutes les petites choses de la vie quotidienne qui m'ont permis de mener mon travail dans les meilleures conditions.

Je ne puis pas oublier Lynda-Driad Lebeau, co-encadrante de la thèse de la part de l'INERIS. Je la remercie pour son aide tout au long de la thèse, de son soutien et de la tolérance nécessaire pour corriger mes textes, y compris le plus important : le mémoire de thèse.

Enfin, je souhaiterais exprimer une profonde reconnaissance pour mon directeur de thèse, Bogdan Piwakowski, source inépuisable d'inspiration qui m'a donné goût à la recherche. Je le remercie de m'avoir laissé une grande part d'initiative tout en ayant été un soutien de tous les jours. J'ai tiré une grande richesse de nos discussions et j'ai appris qu'on ne peut jamais céder devant les obstacles rencontrés dans le travail d'ingénieur.



## Résumé

L'objectif principal de cette thèse est de développer et optimiser les outils d'acquisition de la technique de Sismique réflexion haute résolution (SHR) afin d'en améliorer les performances pour la détection des cavités souterraines.

La sismique réflexion est un outil d'imagerie permettant de reconstituer la structure des couches géologiques ainsi que leur agencement structural. Il est communément admis que cette imagerie est d'autant plus complexe que la profondeur de la cible est faible. D'autre part, outre les considérations purement scientifiques, des problèmes d'ergonomie et d'économie peuvent émerger. Les travaux menés dans le cadre de ce travail de recherche devraient remédier à certains des problèmes les plus critiques identifiés dans l'application de la SHR.

L'utilisation des sources vibratoires présente les avantages indéniables d'une non-destructivité et du contrôle du signal émis par rapport aux sources « classiques » dites impulsionnelles et destructives. Leur application optimale nécessite cependant de choisir habilement le type de signal émis.

La réalisation de ces travaux de recherche a donc permis de (1) développer un système informatique complet de pilotage d'une mini-source vibratoire destinée à l'imagerie SHR, (2) développer une méthode de génération de signaux émis, (3) tester le fonctionnement du système développé avec plusieurs mini-vibrateurs. En établissant un lien entre le signal d'entrée et l'image sismique obtenue, la procédure de génération offre la possibilité à l'utilisateur d'adapter le signal émis en fonction des conditions de terrain, de la source utilisée, et des objectifs des mesures.

Les résultats de ces travaux ont été réunis dans un système complet de pilotage des sources vibratoires, de génération et d'optimisation du signal source. Dans un premier temps, ce système a été testé et validé à échelle réduite. Ensuite, il a été utilisé en conditions réelles avec l'objectif de « détection des cavités » dans le contexte des marnières de Haute Normandie à faible profondeur (entre 15 m et 45 m) et dans le contexte salin de Lorraine pour des anciennes mines à plus grande profondeur (entre 160 m - 180 m).



## Abstract

The main objective of this thesis is to develop and optimise the acquisition tools for High-Resolution Reflection Seismic (HRS) technique in order to improve its performances for detection of underground cavities.

The reflection seismic is an acoustical imaging method which allows reconstruction of the structure of geological layers as well as their structural arrangement. It is commonly admitted that HRS imaging becomes more complicated when target depth decreases. Moreover, besides the scientific aspects, economical and ergonomic problems specific to HRS can emerge. The work carried out in the frame of this thesis aims to bring solutions to some of the most critical problems identified in application of the HRS.

The vibratory sources show undeniable advantages of non destructivity and controllable output signal when compared to “classic” (impulsive) sources. However, the optimal use of such sources depends on the proper choice of emitted signal.

The research work carried out resulted in (1) development of a complete, computer-based vibrator control system allowing piloting small vibratory sources, intended to use for HRS surveys, (2) development of a method for generating the source signal, (3) extensive testing of the developed system with several portable vibratory sources. The proposed procedure links the entry signal with seismic image and thus allows the choice of the signal directly in the field, with regard to the seismic source, field conditions and measurement goals.

The final result of this work is a complete portable vibrator control system associated with the procedure of generation and optimisation of source signal. The developed system was tested and validated in small-scale tests. Afterwards, it was used in real conditions with the goal of “cavity detection” in chalk-mining context (ancient marl-pit quarries in the Normandy region at depths *15 m - 45 m*) and in salt-mining context (old salt mines in Lorraine region at greater depths, between *160 m* and *180 m*).





TABLE DES MATIERES

<b>INTRODUCTION GENERALE .....</b>	<b>17</b>
Contexte de l'étude .....	17
Objectifs de la thèse .....	18
Plan de la thèse .....	20
<b>CHAPITRE I : SISMIQUE HAUTE RESOLUTION - RETROSPECTIVE.....</b>	<b>21</b>
<b>I.1 Imagerie sismique.....</b>	<b>23</b>
I.1.1 Historique .....	23
I.1.2 Principe de la mesure sismique .....	23
I.1.3 Acquisition sismique .....	27
I.1.3.1 Matériel.....	27
I.1.3.2 Mise en œuvre .....	27
I.1.3.3 Choix des paramètres d'acquisition.....	28
I.1.4 Modèle convolutionnel de la trace sismique.....	30
I.1.5 Traitement du signal sismique.....	32
I.1.5.1 Mise à zéro ( <i>edit</i> et <i>muting</i> ) .....	32
I.1.5.2 Filtrage fréquentiel .....	32
I.1.5.3 Filtrage spatio-temporel .....	33
I.1.5.4 Correction d'amplitude ( <i>gain recovery</i> ).....	33
I.1.5.5 Déconvolution ( <i>spiking deconvolution</i> ).....	34
I.1.5.6 Regroupement en point milieu commun ( <i>CMP gather, CMP sort</i> ) .....	34
I.1.5.7 Correction NMO et analyse des vitesses ( <i>velocity analysis</i> ) .....	35
I.1.5.8 Sommation (horizontal stacking) .....	36
I.1.5.9 Migration .....	37
<b>I.2 Résolution sismique .....</b>	<b>38</b>
I.2.1 Résolution verticale .....	38
I.2.2 Résolution horizontale.....	42
<b>I.3 Sismique haute résolution et sismique classique .....</b>	<b>44</b>
I.3.1 Considérations économiques.....	44
I.3.2 Considérations techniques .....	45
I.3.2.1 Bruit cohérent en SHR .....	45
I.3.2.2 Résolution en SHR .....	46
I.3.2.3 Géométrie d'acquisition en SHR.....	47
I.3.2.4 Traitement du signal en SHR.....	48
<b>I.4 Détection de cavités par la sismique haute résolution.....</b>	<b>49</b>
I.4.1 Application de la sismique réflexion à la détection des cavités .....	49
I.4.2 Coefficient d'anomalie AN .....	51
<b>I.5 Utilisation de sources vibratoires en sismique .....</b>	<b>53</b>
I.5.1 Rôle de la source sismique en prospection du sous-sol .....	53
I.5.1.1 Sources impulsionnelles .....	53
I.5.1.2 Sources vibratoires.....	53
I.5.2 Principes de fonctionnement des sources vibratoires .....	54
I.5.2.1 Signal à balayage fréquentiel - sweep.....	57
I.5.2.2 Problème du signal émis.....	57
I.5.3 Traitement du signal relatif aux sources vibratoires .....	58
I.5.3.1 Corrélation croisée.....	58
I.5.3.2 Déconvolution.....	60
I.5.4 Choix du signal émis .....	61
<b>I.6 Objectifs de la recherche .....</b>	<b>62</b>

<b>CHAPITRE II : THEORIE DE L'EMISSION DU SIGNAL PAR LES SOURCES VIBRATOIRES .....</b>	<b>65</b>
<b>Introduction.....</b>	<b>67</b>
<b>II.1 Théorie de base et objectifs .....</b>	<b>68</b>
II.1.1 Modèle convolutionnel de la trace sismique .....	68
II.1.2 La corrélation croisée et ondelette de Klauder .....	71
II.1.3 Objectifs du chapitre.....	72
<b>II.2 Ondelette de Klauder .....</b>	<b>74</b>
II.2.1 Paramètres d'ondelette de Klauder (POK) .....	76
II.2.1.1 Paramètres simples (temporels) .....	76
II.2.1.2 Paramètres fréquentiels .....	77
II.2.1.3 Autres paramètres .....	78
II.2.2 Ondelette idéale .....	79
<b>II.3 Analyse de la forme de l'ondelette de Klauder .....</b>	<b>81</b>
II.3.1 Propriétés générales de la forme de $k(t)$ .....	82
II.3.2 Spectres du Groupe AB.....	83
II.3.3 Spectres du Groupe CD.....	89
II.3.4 Conclusion intermédiaire .....	96
<b>II.4 Résolution de l'ondelette de Klauder .....</b>	<b>97</b>
II.4.1 Influence de la fréquence maximale sur la résolution.....	101
II.4.2 Influence de la fréquence minimale sur la résolution .....	102
II.4.3 Influence de la translation du spectre sur la résolution.....	102
II.4.4 Influence de la pondération des hautes fréquences sur la résolution .....	103
II.4.5 Influence de la pondération des basses fréquences sur la résolution .....	104
II.4.6 Conclusion intermédiaire .....	105
<b>II.5 Influence de la propagation sur la résolution .....</b>	<b>107</b>
II.5.1 Modification de l'ondelette de Klauder par propagation.....	107
II.5.1.1 Influence de l'atténuation.....	107
II.5.1.2 Influence du bruit aléatoire .....	108
II.5.1.3 Influence du bruit cohérent .....	110
II.5.2 Influence et compensation de l'atténuation.....	111
<b>II.6 Conclusions.....</b>	<b>113</b>
<b>CHAPITRE III : SYSTEME DE PILOTAGE DE LA SOURCE VIBRATOIRE .....</b>	<b>115</b>
<b>Introduction.....</b>	<b>117</b>
<b>III.1 Cahier de charges relatif à la procédure de choix du signal .....</b>	<b>118</b>
<b>III.2 Génération du signal « sweep » à spectre quelconque .....</b>	<b>119</b>
III.2.1 Principes des signaux à balayage fréquentiel .....	119
III.2.2 Modulation d'amplitude (AM) .....	120
III.2.3 Modulation de fréquence (FM) .....	121
III.2.3.1 Tapering : la pondération du signal émis.....	123
III.2.4 Séquences de sweeps .....	124
III.2.4.1 Stack avant et après corrélation.....	125
III.2.4.2 Séquence de sweeps différents (Combisweep - Varisweep).....	126
III.2.5 Fonction de transfert et compensation de la source .....	128
III.2.5.1 Mesure du signal émis .....	128
III.2.5.2 Compensation de la source .....	129
<b>III.3 Partie « matériel » - système de pilotage de la source .....</b>	<b>133</b>
III.3.1 Sources vibratoires .....	133
III.3.1.1 Vibreur acoustique - Vib-PA .....	133
III.3.1.2 Vibreur mécanique à ondes P - Vib-PP .....	135
III.3.1.3 Vibreur mécanique à ondes S - Vib-S-El .....	135
III.3.1.4 Véhicule tout-terrain.....	136
III.3.2 Bloc de pilotage des vibreurs .....	138
III.3.3 Bloc de génération et acquisition .....	139
III.3.4 Acquisition sismique - sismographe .....	139
<b>III.4 Partie « logiciel » : PGOS et programme « SABAL » .....</b>	<b>142</b>
III.4.1 Procédure de choix du signal.....	142
III.4.2 Programme « SABAL » .....	143
III.4.2.1 Module « GENSIG » (GENération de SIGnaux) .....	145
III.4.2.2 Module « RESOL » (simulation de la RESOLution).....	146
III.4.2.3 Modules « GENTEST » (GENération de signaux de TEST).....	148
III.4.2.4 « GENTEST BF » (Bande - Fréquence) .....	149
III.4.2.5 « GENTEST PE » (PEntes linéaires) .....	149

III.4.2.6	Module « EMSWEEP » (Emission des SWEEPs) .....	151
III.4.2.7	Module « KLAN » (ondelettes de KLauder et Analyse).....	153
III.4.2.8	Module « TRANS » (propriétés du TRANSfert) .....	154
III.4.2.9	Module « ANSIS » (ANalyse des SISmogrammes).....	156
III.4.3	Procédure de choix du signal avec « SABAL » .....	160
<b>III.5</b>	<b>Bilan des travaux.....</b>	<b>162</b>
<b>CHAPITRE IV</b>	<b>: TESTS DU SYSTEME .....</b>	<b>163</b>
	<b>Introduction.....</b>	<b>165</b>
<b>IV.1</b>	<b>Caractérisation des sources vibratoires .....</b>	<b>167</b>
IV.1.1	Conclusions.....	170
<b>IV.2</b>	<b>Tests de la PGOS avec la source Vib-PA.....</b>	<b>171</b>
IV.2.1	Tests préliminaires.....	171
IV.2.1.1	Objectifs et méthodologie .....	171
IV.2.1.2	Analyse des PRS en fonction des PSS .....	174
IV.2.1.3	Conclusion intermédiaire.....	178
IV.2.2	Tests systématiques.....	180
IV.2.2.1	Objectifs et méthodologie .....	180
IV.2.2.2	Analyse des POK en fonction de PSS .....	181
IV.2.2.3	Analyse des dépendances (PSS - POK) - PRS. ....	183
IV.2.2.4	Conclusions intermédiaires.....	185
<b>IV.3</b>	<b>Tests avec la source Vib-PP.....</b>	<b>186</b>
IV.3.1	Objectifs et méthodologie .....	186
IV.3.2	Analyse des POK .....	186
IV.3.2.1	Correction du couplage $C(f)$ .....	186
IV.3.2.2	Energie du signal émis.....	189
IV.3.2.3	Durée du signal émis.....	190
<b>IV.4</b>	<b>Conclusions des tests de la PGOS.....</b>	<b>192</b>
<b>IV.5</b>	<b>Choix du signal source à l'aide de la PGOS.....</b>	<b>193</b>
IV.5.1	Cas 1 : choix du signal pour Vib-P-DUT (2005) .....	194
IV.5.2	Cas 2 : Choix du signal pour la source Vib-PA (2005).....	196
IV.5.3	Cas 3 : choix du signal pour la source Vib-PP.....	197
IV.5.3.1	Analyse des PRS.....	198
IV.5.3.2	Choix de la séquence optimale .....	201
<b>IV.6</b>	<b>Conclusion .....</b>	<b>203</b>
<b>CHAPITRE V</b>	<b>: EXPERIMENTATIONS SHR DANS LE CONTEXTE SALIN .....</b>	<b>205</b>
<b>V.1</b>	<b>Introduction et objectifs des mesures SHR .....</b>	<b>207</b>
V.1.1	Description du site .....	207
V.1.2	Dimensionnement des mesures SHR .....	209
<b>V.2</b>	<b>Test des sources sismiques .....</b>	<b>210</b>
V.2.1	Sources utilisées.....	210
V.2.2	Acquisition sismique .....	212
V.2.3	Choix du signal source .....	212
V.2.3.1	Choix du signal en 2005 : .....	213
V.2.3.2	Choix du signal en 2007 : .....	213
V.2.3.3	Signaux choisis : .....	213
V.2.4	Comparaison des enregistrements bruts .....	214
V.2.4.1	Résultats.....	215
V.2.4.2	Conclusions intermédiaires.....	218
V.2.5	Comparaison des sections sismiques.....	220
V.2.5.1	Résultats.....	221
V.2.5.2	Conclusions intermédiaire.....	224
V.2.6	Comparaison des deux méthodes d'évaluation des sources .....	225
V.2.7	Conclusions intermédiaires .....	227

<b>V.3 Détection des cavités salines.....</b>	<b>229</b>
V.3.1 Objectifs et méthodologie.....	229
V.3.2 Profil AA.....	230
V.3.2.1 Résultats .....	232
V.3.3 Profil BB.....	234
V.3.3.1 Résultats .....	235
V.3.4 Profil CC.....	236
V.3.4.1 Résultats .....	237
V.3.5 Synthèse des résultats .....	239
<b>V.4 Conclusions sur les investigations SHR.....</b>	<b>240</b>
<b><u>CHAPITRE VI : EXPERIMENTATIONS SHR DANS LE CONTEXTE DES MARNIERES DE HAUTE</u></b>	
<b><u>NORMANDIE .....</u></b>	<b><u>241</u></b>
<b>VI.1 Introduction et objectifs des mesures SHR .....</b>	<b>243</b>
<b>VI.2 Contexte géologique et minier .....</b>	<b>244</b>
<b>VI.3 Mesures SHR.....</b>	<b>246</b>
VI.3.1 Site de Goderville (76) .....	246
VI.3.1.1 Paramètres d'acquisition sismique .....	248
VI.3.1.2 Choix du signal pour la source vibratoire.....	248
VI.3.1.3 Résultats : sections sismiques.....	251
VI.3.1.4 Résultats : résolutions obtenues.....	253
VI.3.1.5 Conclusion intermédiaire .....	255
VI.3.2 Site d'Eturqueraye (27) .....	256
VI.3.2.1 Choix de la source sismique .....	256
VI.3.2.2 Résultats : sections sismiques.....	257
VI.3.2.3 Résultats : résolutions obtenues.....	258
VI.3.2.4 Vérification des mesures SHR .....	259
<b>VI.4 Conclusions sur les investigations SHR.....</b>	<b>261</b>
<b><u>CONCLUSION GENERALE .....</u></b>	<b><u>263</u></b>
Valorisation de la thèse.....	266
Perspectives .....	266
<b><u>REFERENCES .....</u></b>	<b><u>267</u></b>
<b><u>ANNEXES .....</u></b>	<b><u>273</u></b>
<b><u>ANNEXE A : ETUDE DE FAISABILITE POUR LES MESURES SHR DANS LE CONTEXTE SALIN</u></b>	
<b><u>ANNEXE B : SECTIONS SISMIQUES OBTENUES LORS DES EXPERIMENTATIONS SHR DANS LE</u></b>	
<b><u>CONTEXTE SALIN</u></b>	
<b><u>ANNEXE C : ETUDE DE FAISABILITE POUR LES MESURES SHR DANS LE CONTEXTE DES MARNIERES</u></b>	
<b><u>DE HAUTE NORMANDIE</u></b>	





# INTRODUCTION GENERALE

## Contexte de l'étude

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre d'un programme de recherche partenarial<sup>1</sup> intitulé « Reconnaissance du sous-sol par méthodes géophysiques appliquées à la détection et à la reconnaissance des cavités souterraines ». L'objectif principal de ce programme est de développer une méthodologie et des moyens indispensables à la détection de cavités souterraines abandonnées susceptibles représenter un risque potentiel d'effondrement et donc de danger, particulièrement en milieu urbain.

Les recherches scientifiques portant sur les techniques géophysiques visant à détecter, localiser et caractériser les cavités souterraines situées à des profondeurs comprises entre une dizaine de mètres et 300 *m* demeurent plus que jamais d'actualité. Pour cette gamme de profondeur, la plupart de ces techniques présentent des limites de résolution et demandent à être adaptés au domaine d'application visé, à savoir la délinéation et la cratérisation des ouvrages souterrains abandonnés et leur recouvrement. En effet, des compromis entre la résolution de l'imagerie géophysique et les profondeurs d'investigations et de détection doivent être judicieusement établis selon la technique choisie et la cible recherchée.

Les techniques les plus utilisées pour la détection des cavités, telles que la microgravimétrie, la sismique et la résistivité électrique rencontrent souvent des limitations liées à l'environnement des mesures, en particulier dans les secteurs urbains, les conditions de couplage avec le sol, le contexte géologique diminuent l'efficacité de ces techniques (faible rapport signal/bruit). Néanmoins certaines de ces techniques se révèlent prometteuses à condition d'en développer en d'en affiner les outils d'investigation et d'interprétation tels que sont mis en œuvre aujourd'hui.

---

<sup>1</sup>Partenaires scientifiques et industriels : Ecole Centrale de Lille, Université de Keele (Royaume Uni), Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Université Bordeaux I, Société nationale des chemins de fer français (SNCF) et Réseau ferré de France (RFF), Novacarb, Rhodia Chimie

C'est dans cette optique d'optimisation que le programme de recherche s'est intéressé, entre autre, au développement d'outils d'acquisition pour augmenter la performance de la sismique réflexion et la résolution de l'imagerie haute fréquence. Ce volet important du programme constitue les travaux de thèse présentés dans ce mémoire.

Les travaux de thèse ont été réalisés sous la direction de l'Ecole Centrale de Lille en étroite collaboration avec l'INERIS et financés par le Réseau ferré de France (RFF) avec le partenariat de la Société nationale des chemins de fer français (SNCF).

## **Objectifs de la thèse**

Le travail présenté dans ce document concerne le développement d'outils destinés à la technique d'imagerie sismique réflexion haute résolution du sous-sol. Les développements effectués sont testés et appliqués à la détection des cavités minières souterraines. Ce travail est multidisciplinaire, il implique les domaines de la géophysique, de l'électronique et le traitement du signal, de la mécanique, de la télécommunication et de l'imagerie.

La détection des cavités souterraines par de techniques dites « indirectes » est une démarche très complexe. Les cibles recherchées sont généralement de petites tailles, localisées dans un milieu hétérogène et stratifiée et peuvent contenir de l'air, du liquide ou du solide. Plusieurs méthodes géophysiques (microgravimétrie, résistivité électrique, sismique réfraction, réflexion et en ondes de surface...) ont été appliquées à ce problème et il est possible de trouver dans la littérature de nombreuses exemples d'une détection positive des cavités (e.g. Lagabrielle, 1984 ; Steeples et Miller, 1987 ; Leparoux et al, 1999, Driad et Piwakowski, 2002, Piwakowski et al., 1994, 1999, 2004b; Lagabrielle et al., 1995 ; Kurkafas et Goulty, 1996, Mari et al., 1998, Lagabrielle et al, 2003, Suffert et al, 2006). Le plus souvent ces travaux portent sur la validation de l'utilité d'une méthode i.e. la méthode de détection est utilisée sur des cavités *a priori* connues. Ainsi, aujourd'hui les performances et l'utilité des techniques géophysiques appliquées à la détection des cavités sont globalement connues.

La sismique réflexion haute résolution (SHR) est dérivée de la technique sismique réflexion appliquée principalement à la recherche des gisements pétroliers i.e. à l'échelle kilométrique. Elle est la seule méthode géophysique qui permet de fournir une image continue de la succession des terrains et de leur agencement structural. Son application dans le domaine de la haute résolution a connu un certain succès pour la reconnaissance et l'auscultation des ouvrages souterrains. Ce succès repose sur ses performances, à la fois du dispositif de mesures employé et des moyens d'analyse et de traitement des données disponibles aujourd'hui. La SHR a été appliquée à l'auscultation d'ouvrages souterrains miniers (galeries, piliers, chambres...) mais aussi aux structures du génie civil (tunnels, fondations, canalisations...). Des travaux récents ont montré qu'en dehors de l'application « classique » pour l'imagerie de la stratigraphie des couches peu profondes, la SHR est utilisée avec succès pour la détection et la localisation des cavités souterraines, pour la détection des zones effondrées ou remblayées et l'évaluation du risque d'effondrement des cavités.

L'image de la subsurface fournie par la sismique réflexion est obtenue à partir des ondes élastiques (sismiques) réfléchies des interfaces géologiques et enregistrés en surface. Ces ondes proviennent de la source, localisée elle aussi à la surface. La présence des cavités dans la structure auscultée se manifeste généralement par la perturbation de ces ondes réfléchies. La qualité de l'image sismique est principalement déterminée par sa résolution i.e. la possibilité de distinguer entre deux cibles voisines (interfaces, cavités...). L'obtention d'une bonne résolution de l'image sismique nécessite l'exploitation d'ondes les plus courtes possibles i.e. les fréquences élevées des signaux enregistrés. Ceci entraîne la nécessité de l'émission d'un signal large bande par la source. Cependant, compte tenu du fait que



l'absorption du milieu augmente avec la fréquence, cette fréquence exploitable est limitée. De plus, l'atténuation dans les couches peu profondes est très forte. Ainsi, la diminution de la profondeur d'intérêt ne facilite pas la mise en œuvre de la SHR comparé à la sismique pétrolière. Selon les principes universels, la maximalisation de la fréquence nécessite l'utilisation de sources sismiques puissantes et/ou large-bandes, capables de générer des impulsions très brèves (Knapp et Steeples, 1986).

Ainsi, le choix d'une source d'onde appropriée est un des éléments clés de la réussite d'une mesure SHR. Cependant, un tel choix n'est pas évident puisqu'il est nécessaire de prendre en compte non seulement les caractéristiques de la source (impulsion brève, fréquences élevées) mais aussi les conditions de terrain (e.g. présence des objets à la surface interdit toute utilisation des sources destructives) et les limitations budgétaires. Il semble que ces contraintes soient plus observables et plus compliqués pour la SHR que pour la sismique pétrolière. Plusieurs sources ont été développées exclusivement pour la SHR ; il est possible de trouver leurs caractéristiques dans de nombreuses publications consacrées à l'analyse comparative des sources sismiques (e.g. Miller et al., 1986, 1992, 1994; Doll et al., 1998). Globalement, ces travaux montrent que les caractéristiques des différentes sources peuvent influencer l'image sismique de manière importante. Ainsi, il apparaît indispensable de choisir la source la plus adaptée aux conditions et aux objectifs des mesures SHR.

Les sources sismiques peuvent être de deux types : impulsionnelles ou vibratoires. Une source impulsionnelle fournit un signal émis dont l'opérateur du système d'acquisition ne peut contrôler, alors qu'un signal émis par une source vibratoire est contrôlable. Si la possibilité de contrôler le signal émis représente un avantage, le choix d'une source vibratoire pour la réalisation de l'acquisition sismique est donc le plus approprié. A cet avantage s'ajoute un coût faible de l'utilisation et le caractère non-destructif de la source vibratoire.

Les premiers vibrateurs sismiques ont été développées pour la sismique pétrolière. Il s'est avéré assez rapidement qu'ils ne sont pas adaptés aux mesures à faible profondeur et haute résolution. Ceci a conduit au développement des petites sources vibratoires « portables » utilisables dans le domaine de la sismique haute résolution. Il s'agit de sources de faible masse ( $< 100\text{ kg}$ ) et opérant dans une bande passante large (de l'ordre de  $500\text{ Hz}$ ). A notre connaissance, ces sources ne sont pas nombreuses sur le marché, celles qui sont disponibles ont été essentiellement conçues pour des investigations expérimentales dans le cadre de travaux de recherche.

La possibilité de contrôler le signal émis propre aux vibrateurs est un avantage mais nécessite un savoir additionnel afin de pouvoir choisir le signal émis correctement. De nombreux travaux ont été consacré aux différents critères de sélection du signal source ou plus généralement au pilotage des sources vibratoires (e.g. Goupillaud, 1976, Rietsch, 1977, Cunningham, 1979, Pritchett, 1994, Brouwer et al., 1997, Brouwer and Helbig, 1998, Tyapkin, 2001, Gutowski et al. 2002). La plupart de ces travaux sont liées à la sismique pétrolière, leur application dans le domaine de la SHR n'est pas avéré.

La rétrospective des solutions existantes permet de constater qu'un vibreur de faible masse est une solution adaptée aux travaux relatifs à la détection des cavités. L'atout principal est la possibilité de contrôler une telle source, comme indiqué précédemment mais aussi le caractère non-destructif. Par ailleurs, les solutions complètes permettant d'utiliser un vibreur de faible masse, performant et économique ne sont pas disponibles ; les travaux proposés dans cette thèse visent à combler ce vide.

Ainsi, l'objectif principal de cette thèse est de concevoir, de développer et appliquer un système de pilotage d'une source vibratoire portable. Le système doit permettre à l'opérateur de contrôler l'ensemble des opérations liées à l'émission vibratoire y compris l'assistance

dans le choix d'un signal source optimal dans les conditions de terrain données et ce, en fonction de la « cible » représentant les objectifs de mesures SHR. Le traitement du signal adapté à ce nouveau système doit être performant et efficace afin d'obtenir les résultats en un temps record et limiter ainsi le coût global des mesures SHR.

## Plan de la thèse

Le travail réalisé est présenté en deux parties principales qui décrivent l'analyse théorique, les tests et l'application du système.

La première partie présente le travail de recherche et de développement pour la conception et la construction d'un système de pilotage des sources vibratoires :

- **le premier chapitre** contient une présentation globale de la méthode sismique réflexion en mettant en exergue les aspects importants tels que la résolution sismique, les principes de la détection des cavités et une synthèse informative sur l'utilisation des sources vibratoires. Le contenu de ce chapitre permet d'explicitier par la suite les objectifs détaillés de cette thèse ;
- **le deuxième chapitre** est consacré au traitement du signal spécifique aux sources vibratoires. Nous définissons le signal émis par la source, sa fonction d'autocorrélation (ondelette de Klauder) et ses paramètres afin d'analyser son influence sur la résolution de l'image SHR. Ceci nous permet ensuite de formuler les principes de base pour une méthode de choix du signal émis ;
- **le troisième chapitre** est consacré au développement du système de pilotage de la source vibratoire. Sur la base des analyses du chapitre précédent, une procédure permettant de choisir le signal source est conçu sur la base de la « fonction cible » exprimant les objectifs de la mesure SHR. Cette procédure est implémentée dans un logiciel pilotant une source vibratoire via un système développé dans le cadre de ce travail ;
- **le quatrième chapitre** décrit l'analyse et les tests du système à l'échelle du laboratoire pour un objectif de validation des développements réalisés (chapitre précédent). Il comprend aussi un exemple de choix du signal source dans les conditions d'une campagne SHR selon une procédure spécifique.

La deuxième partie contient la description et l'analyse des résultats de deux campagnes de mesures SHR qui ont permis concrètement de valider les développements à l'échelle réelle de terrain. Une comparaison de la solution proposée aux solutions « classiques » (sources impulsionnelles) est également abordée:

- **le cinquième chapitre** présente l'application de la méthode SHR sur un site salin contenant les cavités souterraines à une profondeur de *150 m* environ ;
- **le sixième chapitre** présente l'application de la méthode SHR sur des sites de marnières (anciennes mines artisanales de craie tendre situées en Haute-Normandie) à une profondeur de *30 m* environ.

On terminera ce mémoire par une conclusion générale des travaux réalisés au regard des objectifs inscrits dans le programme de recherche.

# CHAPITRE I

## SISMIQUE HAUTE RESOLUTION - RETROSPECTIVE

*Ce chapitre est dédié à une présentation générale de la technique de Sismique réflexion Haute Résolution (SHR) et à un descriptif exhaustif des bases théoriques. L'objectif est d'indiquer les limitations et les conditions d'application pour l'auscultation des cibles à faible profondeur, notamment pour la détection des cavités souterraines. Finalement, ce chapitre permet d'introduire de manière explicite la motivation et les objectifs des travaux réalisés dans le cadre de cette thèse de doctorat.*

I.1	Imagerie sismique.....	23
I.2	Résolution sismique.....	38
I.3	Sismique haute résolution et sismique classique.....	44
I.4	Détection de cavités par la sismique haute résolution.....	49
I.5	Utilisation de sources vibratoires en sismique.....	53
I.6	Objectifs de la recherche.....	62



## I.1 Imagerie sismique

### I.1.1 Historique

La sismique réflexion est une méthode géophysiques de prospection du sous-sol qui permet d'obtenir l'imagerie et les caractéristiques physiques d'une structure géologique. Son principe est commun à toutes les techniques d'imagerie ondulatoire : les phénomènes de propagation et réflexion des ondes sont utilisés afin d'obtenir une image, bi- ou tridimensionnelle de la structure recherchée. La sismique réflexion utilise les ondes mécaniques se propageant dans la terre, i.e. ondes sismiques artificielles, d'où le nom de cette technique.

L'origine de l'imagerie sismique est liée à la sismologie moderne. Durant le moyen âge l'explication donnée aux séismes et d'autres phénomènes naturels était basée sur les travaux d'Aristote. C'est dans le cadre d'études sismologiques que les premières observations relatives à la propagation des ondes acoustiques dans la terre ont été notées. En 1846 l'ingénieur et physicien irlandais Robert Mallet a effectué une première expérimentation avec une source sismique artificielle (explosif). Les travaux postérieurs ont conduit à une meilleure compréhension du comportement des ondes mécaniques et par conséquent la méthode sismique réflexion apparue dans les années 20 est devenue rapidement le moyen le plus utilisé dans la recherche des gisements d'hydrocarbures.

Le perfectionnement de la méthode depuis sa première application est marqué par l'introduction de nouvelles méthodes de traitement du signal, par le progrès technologique permettant de construire les systèmes d'acquisition toujours plus performants, et finalement par l'application de la méthode dans les contextes très variées.

### I.1.2 Principe de la mesure sismique

La procédure de mesure sismique réflexion consiste à émettre une onde mécanique, appelée ici onde sismique, dans la terre. Cette onde se propage et se réfléchit sur les **marqueurs (interfaces géologiques)** i.e. les frontières entre couches géologiques. Le coefficient de réflexion dépend de la différence d'impédances entre deux couches voisines. Les ondes réfléchies reviennent vers la surface et sont reçues par les détecteurs de vibrations du sol. Le principe de la mesure dans la méthode est présenté sur la Figure I.1.

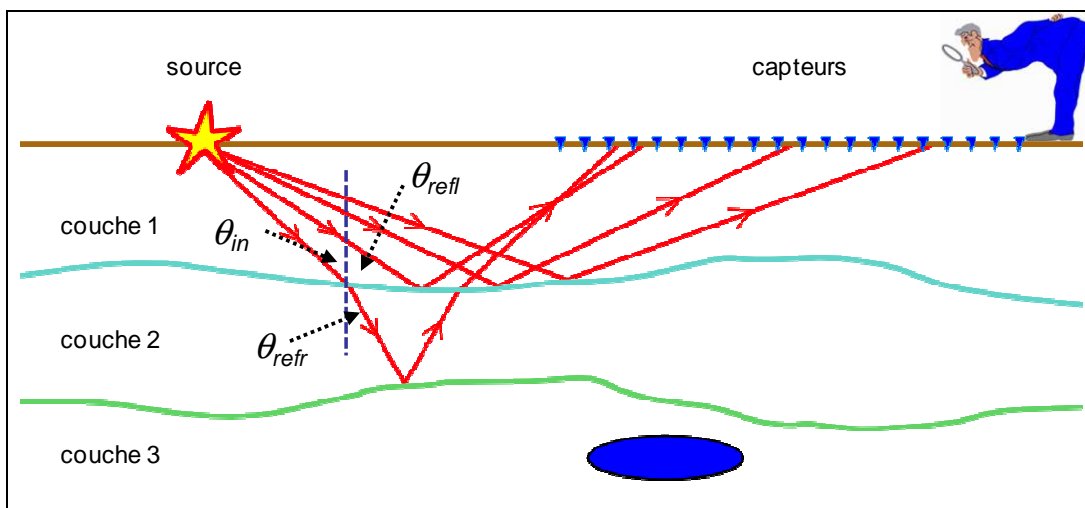


Figure I.1 : Principe de mesure en sismique réflexion.

La structure géologique est constituée d'une succession des couches horizontales, chacune est caractérisée par une vitesse de propagation des ondes mécaniques  $v_i$  (vitesse intervalle) et par

la profondeur de sa base  $d_i$ . Dans le cas de la réflexion « spéculaire » ou encore réflexion de type « miroir », le comportement des ondes sur une interface géologique entre deux couches adjacentes  $i$  et  $i+1$  suit les lois de Snell-Descartes :

$$\theta_{réfl} = -\theta_{in} \quad (I.1)$$

$$\theta_{réfr} = \arcsin\left(\frac{v_{i+1}}{v_i} \cdot \sin(\theta_{in})\right) \quad (I.2)$$

$\theta_{in}$  est angle d'incidence,  $\theta_{réfl}$  est angle de réflexion (les deux concernent les rayons dans la couche  $i$ ) et  $\theta_{réfr}$  est l'angle de réfraction (dans la couche  $i+1$ ). Tous les angles sont définis par rapport à la normale à l'interface.  $v_i$  et  $v_k$  sont les vitesses d'ondes respectivement dans les couches  $i$  et  $i+1$ . La propagation d'onde, assimilée à des rayons sismiques est schématisée sur la Figure I.2.a.

Les lois de Snell-Descartes gouvernent les directions des vecteurs d'onde mais ne donnent aucune information sur la répartition d'énergie et d'amplitude entre l'onde réfléchie et réfractée. Cette répartition dépend du rapport entre les **impédances acoustiques** des couches voisines et de l'angle d'incidence  $\theta_{in}$ . L'impédance acoustique  $Z$  d'un milieu homogène est définie comme suit :

$$Z = \frac{p}{v_L} \quad (I.3)$$

où  $p$  est la pression acoustique et  $v_L$  la vitesse de déplacement local des particules du milieu (à ne pas confondre avec la vitesse d'onde). Il peut être démontré que pour un milieu donné, l'impédance peut être calculée en fonction de ses propriétés :

$$Z = \rho \cdot v \quad (I.4)$$

$\rho$  étant la masse volumique du milieu et  $v$  la vitesse d'onde. On notera que l'impédance est un paramètre qui caractérise un milieu et qu'il est proportionnel à la vitesse de propagation d'onde. Ainsi, une structure géologique peut être caractérisée par l'impédance acoustique en fonction de la profondeur comme il est montré sur la Figure I.2.b.

Si on suppose que les rayons sismiques sont quasi-normaux aux interfaces, les **coefficients de réflexion**  $R_i$  (Eq. I.5) et **de transmission**  $T_i$  (Eq. I.6) sur une interface entre deux couches adjacentes  $i$  et  $i+1$  sont données par les relations :

$$R_{i:i+1} = R_{i+1:i} = R_i = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad \text{et} \quad A_{réfl} = A_{in} \cdot R_i \quad (I.5)$$

$$T_{i:i+1} = T_{i+1:i} = T_i = \frac{2 \cdot Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad \text{et} \quad A_{réfr} = A_{in} \cdot T_i \quad (I.6)$$

$Z_i$  et  $Z_{i+1}$  désignent les impédances des couches  $i$  et  $i+1$ ,  $A_{in}$  est l'amplitude de l'onde incidente (amplitude de la pression acoustique ou de la vitesse locale),  $A_{réfl}$  est l'amplitude de l'onde réfléchie et  $A_{réfr}$  est l'amplitude de l'onde réfractée.

Une incidence normale ne se présente pas lors d'une émission sismique réelle. Si  $\theta_{in} \neq 0$ ,  $R_i$  devient  $R_i(\theta)$  et les Equations (I.5) et (I.6) ne donnent qu'une approximation des coefficients de réflexion et transmission. En fonction des objectifs des mesures cette approximation peut être suffisante ou non. Ce problème est détaillé dans le Chapitre I.3.

En complément aux profils de vitesse d'onde et d'impédance acoustique, la structure géologique considérée peut être aussi caractérisée par la fonction de réflectivité  $r(t)$ .

Soit  $t_i$  le temps de parcours d'onde dans la  $i$ -ième couche :

$$t_i = \frac{v_i}{d_i - d_{i-1}} \quad (\text{I.7})$$

La vitesse moyenne quadratique ou la **vitesse d'onde apparente**  $v_{rms}$  caractérise un milieu homogène correspondant à une structure multicouche donnée. Ainsi, une onde émise à la surface atteint la profondeur  $d$  en un temps  $t$  donné par l'équation (I.8) :

$$t = \frac{d}{v_{rms}} \quad (\text{I.8})$$

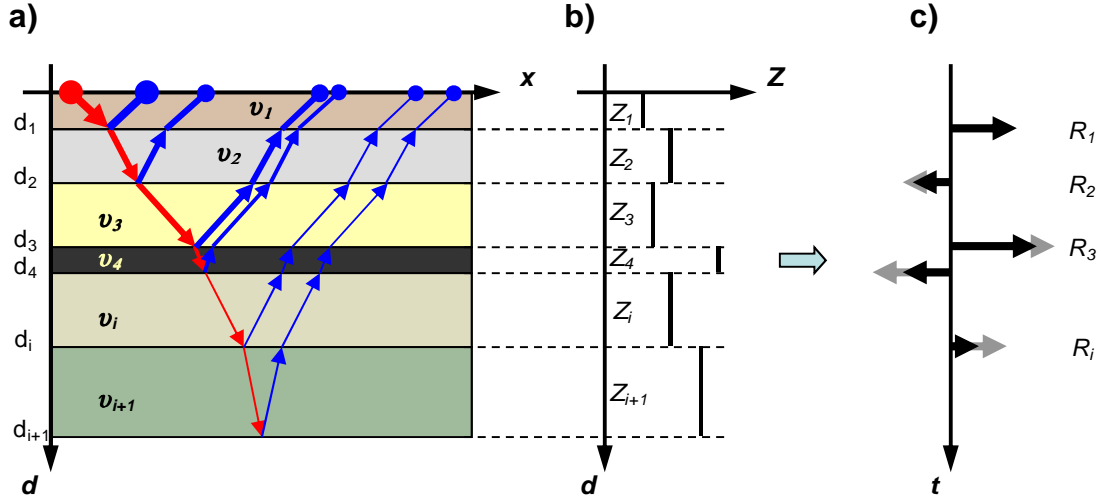
D'après les lois de Snell-Descartes (Equations I.1 et I.2) le temps « aller » (surface  $\rightarrow$  interface) est évidemment égal au temps « retour » (interface  $\rightarrow$  surface), l'onde réfléchi sur une interface située à la profondeur  $d_{0-i}$  revient à la surface après le **temps double**  $t_{0-i}$  :

$$t_{0-i} = \frac{2 \cdot d_{0-i}}{v_{rms-i}} \quad (\text{I.9})$$

La vitesse  $v_{rms}$  telle que définie par les formules (I.8) et (I.9) ne correspond pas à une grandeur physique et est calculée pour chaque interface. La vitesse moyenne quadratique peut être calculée pour chaque interface géologique en utilisant l'équation (Yilmaz, 1987) :

$$v_{rms-i} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta t_i v_i^2}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i}} \quad (\text{I.10})$$

La fonction  $r(t)$  est définie comme une suite des coefficients de réflexion  $R_i$  placées dans les instants correspondant au temps d'arrivée à la base de  $i$ -ième couche d'une onde émise à partir de la surface (temps double). Cette fonction prend en compte la perte d'amplitude due à la réflexion sur toutes les interfaces pour  $k < n$ . Ceci est illustré sur la Figure I.2.c.



**Figure 1.2 :** Structure géologique comme une structure multicouche : (a) Réflexions provenant d'un rayon sismique incident ; (b) impédance acoustique en fonction de la profondeur ; (c) Série des coefficients de réflectivité avec la prise en compte de la diminution d'amplitude (en noir :  $R$ ) et sans (en gris :  $R$ ).

La prise en compte de la diminution d'amplitude de l'onde incidente s'exprime par la modification de chaque coefficient de réflexion  $R_i$  :

$$R_i' = R_i \prod_{k=1}^{i-1} (1 - R_k^2) \quad (\text{I.11})$$

La **fonction de réflectivité**  $R(t)$  est une somme des coefficients de réflexion  $R_i'$  décalées dans le temps :

$$r(t) = \sum_{i=1}^n R_i' \cdot \delta(t - t_i) \quad (\text{I.12})$$

Le symbole  $\delta(t)$  dans l'équation (I.12) désigne la distribution delta de Dirac,  $t_i$  est le temps double pour la  $i$ -ième réflexion et  $n$  est le nombre total des interfaces pris en compte dans le modèle.

Les capteurs sur la surface reçoivent l'ensemble des ondes réfléchies. Le signal enregistré par chaque capteur est appelé une **trace** sismique  $x(t)$ . Plusieurs traces enregistrées pour la même émission sont habituellement représentées sous la forme d'un **sismogramme**. Le sismogramme (ou enregistrement sismique) est en effet un graphe bidimensionnel « temps » - « distance » dont le temps correspond au temps de propagation et la distance correspond aux positions de géophones.

Il est important de noter que les ondes réfléchies observées dans la sismique réflexion ne sont pas seules résultantes de l'émission. Les détecteurs sur la surface reçoivent d'autres ondes : onde de surface, onde aérienne, ondes guidées, ondes réfractées et ondes diffractées.

Les signaux réfléchis, malgré leur amplitude relativement faible, se distinguent sur le sismogramme par leur forme particulière. Soit  $t(x)$  le temps d'arrivée d'une onde réfléchie de l'interface  $i$  en fonction de la distance  $x$  du capteur par rapport à la source :

$$t(x) = \sqrt{\left(\frac{2d_i}{v_{rmsi}}\right)^2 + \left(\frac{x}{v_{rmsi}}\right)^2} = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{x}{v_{rmsi}}\right)^2} \quad (\text{I.13})$$



L'Equation (I.13) est l'équation d'une hyperbole. Ainsi on identifie les signaux réfléchis sur les sismogrammes en recherchant les formes hyperboliques. Un exemple de sismogramme avec l'interprétation de différentes ondes enregistrées est présenté sur la Figure I.3.

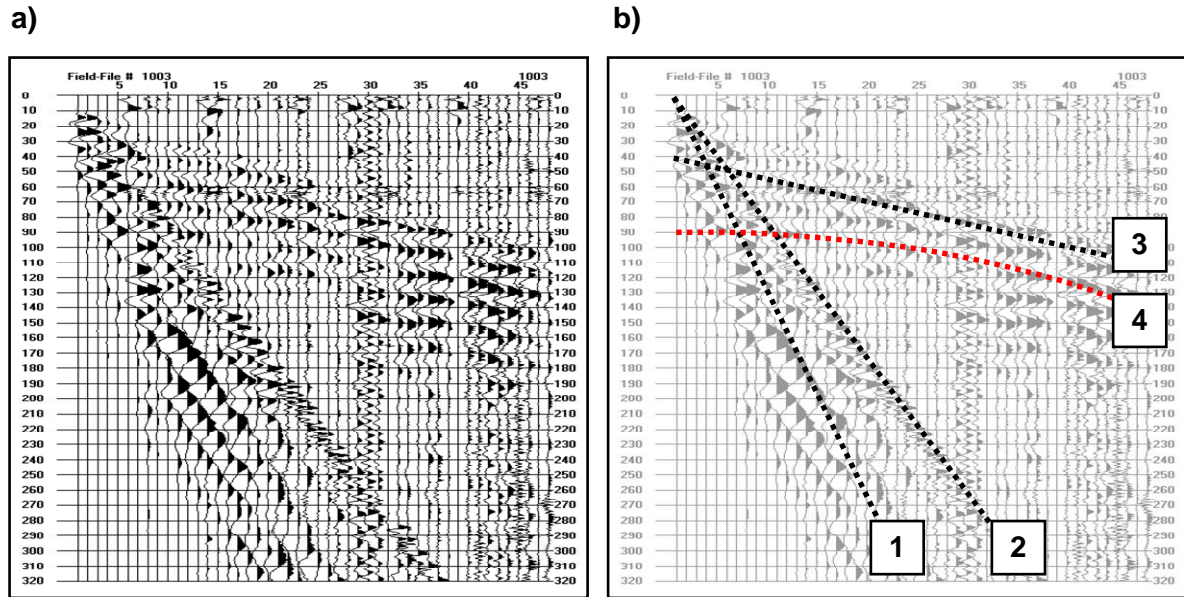


Figure I.3 : (a) Exemple d'un sismogramme - collection des traces sismiques. Axe horizontal : position du géophone, axe vertical : temps. (b) interprétation de signaux du sismogramme (a) : 1 - onde de surface, 2 - onde aérienne, 3 - onde guidée ; 4 - hodochrone (hyperbole de réflexion) correspondant à l'onde réfléchie.

### I.1.3 Acquisition sismique

Nous comprenons par le terme « acquisition » l'ensemble des procédures qui permettent d'obtenir les données nécessaires à la constitution d'une image sismique.

#### I.1.3.1 Matériel

Acquisition sismique nécessite trois instruments :

- (i) **source sismique** : permet de générer les ondes mécaniques qui se propageront dans la terre. Outre l'émission de ces ondes, la source doit être instrumentée afin de pouvoir synchroniser l'acquisition sismique avec le dispositif d'enregistrement ;
- (ii) **dispositif récepteur** : généralement composé d'un ensemble de **géophones** (capteurs de vitesse de vibrations) positionnés sur la surface, espacés uniformément le long du **profil sismique**. Le rôle du géophone est de convertir les vibrations du sol provoquées par les ondes sismiques en signaux électriques. Autres désignations possibles : *matrice de géophones*, *antenne de géophones*, *geophone array* (en anglais) ;
- (iii) **sismographe** : composé d'un oscilloscope numérique multivoie couplé à un ordinateur qui permet d'enregistrer et stocker les signaux obtenus à partir de la matrice de géophones.

#### I.1.3.2 Mise en œuvre

La conception des mesures nécessite la définition d'un profil 2D de longueur  $L$  déployé sur la surface dont l'emplacement correspond à la partie du sous-sol à ausculter. En fonction de la longueur du profil et d'autres contraintes, les géophones sont positionnés le long du profil avec un espacement régulier  $\Delta x$ . Les géophones actifs constituent une antenne de géophones dont la longueur  $D_a$  est égale à  $(N-1) \cdot \Delta x$  où  $N$  est le nombre de géophones. Le nombre total de

géophones peut être plus grand que  $N$  i.e. ils peuvent être déployés le long du profil entier, mais uniquement  $N$  sont actifs.

Une campagne de mesures sismiques est constituée de plusieurs émissions d'onde sismique (dits « tirs »). La position de la source par rapport à la matrice de géophones dépend des conditions de terrain et des objectifs de mesure. Deux configurations sont possibles (Fig. I.4) : **tir en bout** (*single ended, end-off* ou *on-end*) et **tir au centre** (*split spread* ou *straddle spread*). Ces deux configurations peuvent être utilisées conjointement ou séparément.

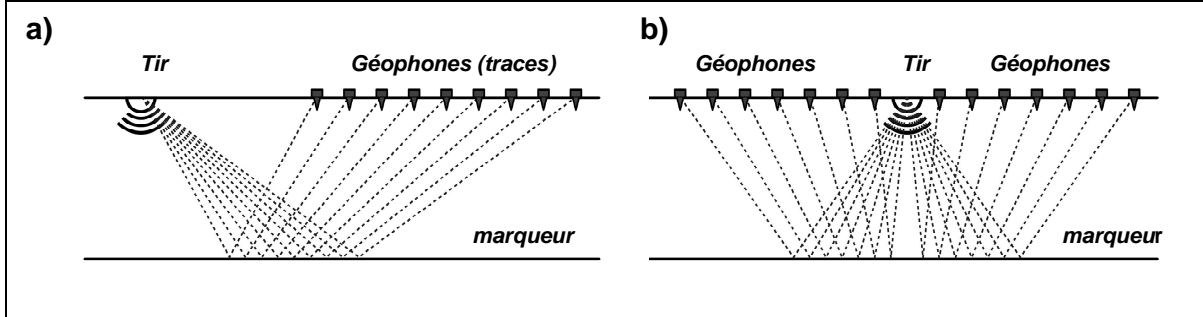


Figure I.4 : Géométrie d'acquisition sismique : (a) Tir en bout ; (b) : Tir au centre.

La distance  $x$  entre la source et un géophone est appelée le **déport** (*offset*). Un tir élémentaire peut être défini par la distance entre la source et le premier géophone actif, i.e. celui qui est câblé sur la voie 1 du sismographe. Cette distance  $x_{min}$  est appelée déport minimal et peut être identique ou différente pour chaque point de tir. Après le premier tir, la source est déplacée de distance  $\Delta s$  (typiquement  $\Delta s = \Delta x$ ) et la procédure est répétée tout le long du profil.

Il peut arriver que la source dispose d'une puissance insuffisante et les signaux arrivant de la profondeur d'intérêt soient masqués par le bruit aléatoire. Dans une telle situation, si la construction de la source le permet, on effectue plusieurs tirs dans la même position et on effectue la somme de sismogrammes (*vertical stacking*). Une trace  $X(t)$  est alors la somme des tirs identiques :

$$x(t) + N = \sum_{i=1}^M x_i(t) + N_i = \sum_{i=1}^M x_i(t) + \sum_{i=1}^M N_i \quad (I.14)$$

Si le bruit ambiant  $N$  est aléatoire, le deuxième terme de l'équation (I.14) tend vers zéro en permettant ainsi d'améliorer le rapport signal sur bruit du signal enregistré.

### I.1.3.3 Choix des paramètres d'acquisition

Afin de garantir la bonne qualité de l'imagerie sismique, certains choix doivent être pris avant les mesures. Il s'agit notamment de définir :

- type de source sismique : le choix de la source se fait par rapport à ses propriétés et performances. Cet aspect sera détaillé plus en avant ;
- durée d'acquisition (*listening time*) : après le déclenchement (au début d'un tir), le sismographe enregistre les signaux pendant une certaine période de temps. La durée de cette période doit être suffisante pour que l'onde sismique émise ait le temps de se propager dans son intégralité sur la trace la plus longue possible. La durée d'acquisition est alors choisie sur la base de plusieurs critères : (i) durée du signal émis, (ii) profondeur maximale d'investigation  $d_{max}$ , (iii) longueur de la matrice de géophones  $D_a$  (i.e. la longueur du profil sismique), et (iv) le contexte géologique (vitesses d'ondes dans les couches) ;

- fréquence d'échantillonnage (*sampling frequency*) : suivant le théorème de Nyquist (ou Nyquist-Shannon), afin de pouvoir reconstituer fidèlement le signal échantillonné dans le domaine temporel, il est nécessaire que la fréquence d'échantillonnage  $f_{ech}$  satisfasse la relation :

$$f_{ech} \geq 2 \cdot f_{max} \quad (I.15)$$

où  $f_{max}$  est la fréquence maximale exploitable du spectre d'amplitude du signal enregistré. Il est alors évident que le choix de  $f_{ech}$  se fait suivant le type de la source et géophones qui déterminent la bande passante de l'ensemble du dispositif d'acquisition ;

- déport minimal  $x_{min}$  : cette valeur est principalement liée à la profondeur minimale d'investigation prévue  $d_{min}$ . D'autres facteurs peuvent intervenir comme la géométrie du site, le matériel disponible etc. Le choix de cette valeur constitue une tâche difficile et peut nécessiter des mesures préliminaires sur le site étant donné qu'il est nécessaire de connaître la **fenêtre d'observation optimale** (*optimum offset window*) (cf. I.3.2). Cependant une valeur expérimentale peut être utilisée comme point de départ est  $x_{min} = 0,5 \cdot d_o$  (Mari et al., 1998) ;
- déport maximal  $x_{max}$  : le choix de cette distance est déterminé par plusieurs facteurs dont similairement au déport minimal. La valeur expérimentale souvent utilisée est aussi liée à la profondeur maximale d'investigation :  $x_{max} = 2 \cdot d_o$  (Mari et al., 1998) ;
- distance entre géophones  $\Delta x$  : le choix de cette valeur doit assurer un échantillonnage spatial adéquat. Par analogie au théorème de Nyquist, la distance entre deux capteurs consécutifs (la période d'échantillonnage spatial) doit satisfaire la relation :

$$\Delta x \leq \frac{1}{2} \cdot \lambda_{min} \quad (I.16)$$

où  $\lambda_{min}$  est la longueur d'onde apparente la plus courte susceptible d'être mesurée et traitée. Etant donnée que :

$$\lambda_{min} = \frac{v_{min}}{f_{max}} \quad (I.17)$$

il faut alors une connaissance de la vitesse minimale  $v_{min}$  qui peut être mesurée (typiquement c'est celle d'onde de surface) et la fréquence maximale  $f_{max}$  du signal d'intérêt. L'espacement entre géophones prend en compte la longueur d'onde de surface uniquement si elle doit être supprimée du sismogramme ce qui n'est pas toujours en cas. Parfois l'application de la condition (I.16) n'est pas possible pour les raisons pratiques et les ondes de surface sont éliminées par une autre méthode que filtrage. Ceci sera discuté plus tard.

Les paramètres géométriques sont illustrés sur la Figure I.5.

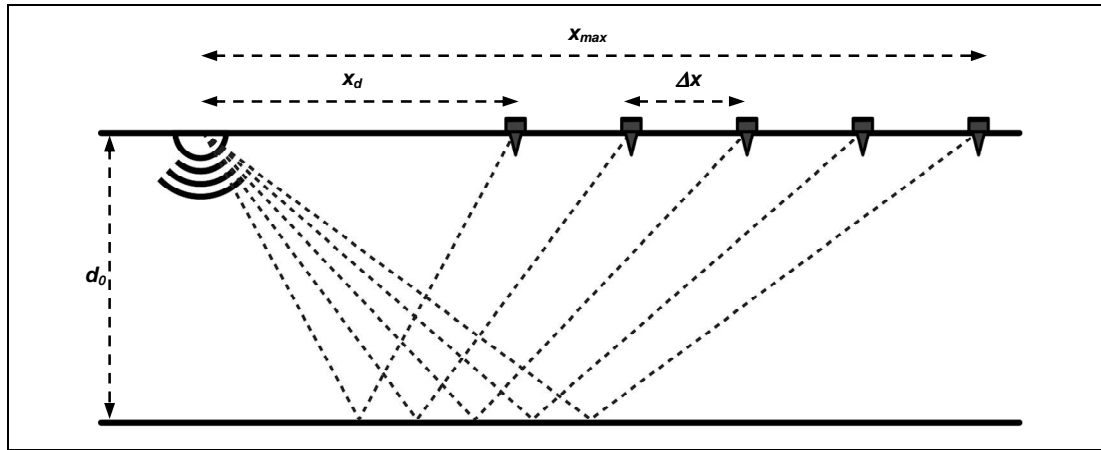


Figure I.5 : Paramètres géométriques d'un profil sismique

Il convient de mentionner qu'en pratique, surtout en ce qui concerne les mesures sismiques de haute résolution dont le budget est souvent limité, certains paramètres peuvent être choisis de manière non optimale, en fonction du matériel à disposition, moyens disponibles ou autres contraintes.

#### I.1.4 Modèle convolutionnel de la trace sismique

La description quantitative de l'influence de la structure du sous-sol sur l'image sismique peut être basée sur le **modèle convolutionnel** de la propagation d'ondes sismiques. Ce modèle suppose que la modification des ondes sismiques entre la source et le récepteur peut être modélisée sous la forme d'une série de filtres linéaires dont les caractéristiques sont convoluées avec signal émis, d'où le nom du modèle.

Comme tous les modèles de phénomènes physiques, le modèle convolutionnel est une simplification basée sur certaines hypothèses. Dans le cas de l'acquisition sismique, on suppose que :

- (i) Le sous-sol est une succession des couches horizontales de vitesse d'onde constante (Figure I.2a) ;
- (ii) La source génère des ondes de volume (longitudinales et transversales) qui percutent les interfaces entre couches sous angle droit ( $90^\circ$ ) ;
- (iii) La propagation d'onde est linéaire (*hypothèse d'élasticité*).

Si les conditions (i – iii) sont satisfaites, selon Brouwer et Helbig (1996) un signal  $x(t)$ , enregistré par un géophone, peut être écrit comme :

$$x(t) = a \cdot g(t) * r(t) * q(t) * s_R(t) + n(t) \quad (I.18)$$

$a$  est une constante assurant la conversion d'unités,  $s_R(t)$  désigne la forme temporelle du signal émis par la source sismique et  $N(t)$  est le bruit de tout genre (aléatoire et non aléatoire). Les autres grandeurs de l'équation (I.18) représentent les divers phénomènes physiques affectant le signal. Ainsi les différentes fonctions sont décrites comme suit :

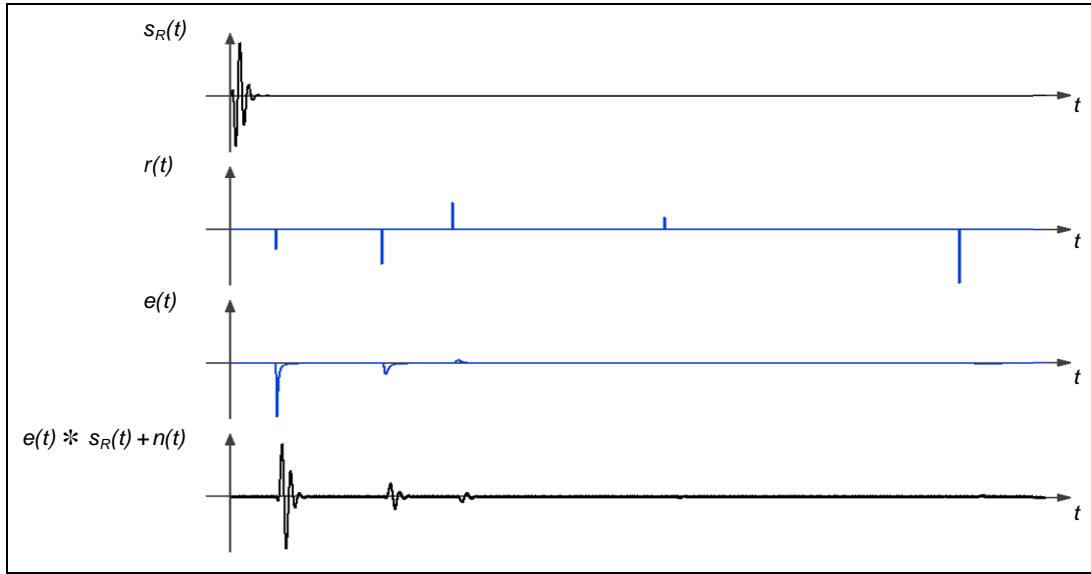
- $g(t)$  : la réponse impulsionnelle du capteur d'ondes sismiques, typiquement géophone. Cette valeur peut être négligée dans la plupart de cas ;
- $q(t)$  : la réponse impulsionnelle du filtre qui représente l'atténuation de la terre ;
- $r(t)$  : la fonction de réflectivité de la structure géologique (Eq. I.12).

La fonction d'atténuation  $q(t)$  doit prendre en compte la dispersion sphérique (*geometrical spreading*) ainsi que l'influence des caractéristiques mécaniques et physiques du milieu traversé par les ondes. Par conséquent,  $q(t)$  est différent pour chaque signal réfléchi et devrait être plutôt noté  $q(t,d)$ . On peut considérer, que l'atténuation est un phénomène qui consiste à modifier le spectre du signal qui se propage. Plus l'atténuation est importante, plus le contenu haute fréquence du signal est diminué, les fonctions  $q(t,d)$  et par conséquent  $q(t)$  sont alors assimilables à un filtre passe bas.

Afin de simplifier la relation (I.18), nous pouvons supposer que le géophone est idéal i.e.  $g(t) = \delta(t)$ , et négliger la constante  $a$ . Finalement, le terme  $r(t) * q(t)$  peut être remplacé par la **réponse de la terre** (*earth response*)  $e(t)$ . Eq. (I.18) prend alors la forme suivante :

$$x(t) = e(t) * s_R(t) + N(t) \quad (\text{I.19})$$

L'équation (I.19) est illustrée schématiquement sur la Figure I.6.



**Figure I.6 :** Illustration du modèle convolutionnel. La décroissance d'amplitude des impulsions de la fonction  $e(t)$  est due à la fonction  $q(t)$ .

L'évaluation de l'équation (I.18) dans le domaine fréquentiel donne :

$$X(f) = a \cdot G(f) \cdot R(f) \cdot Q(f) \cdot s_R(f) + N \quad (\text{I.20})$$

$G(f)$  est la **caractéristique fréquentielle** du géophone,  $R(f)$  est le spectre de la fonction de réflectivité, typiquement considéré plate (*random reflectivity* ou *white reflectivity*),  $Q(f)$  est la caractéristique d'atténuation de type passe-bas et  $s_R(f)$  est le **spectre du signal émis** par la source sismique. Pareillement à la simplification de l'équation, nous pouvons écrire l'Equation (I.20) de manière plus simple (comme Eq. 19) :

$$X(f) = E(f) * s_R(f) + N(f) \quad (\text{I.21})$$

En effet, comme l'objectif ultime de la sismique est de reconstituer l'image de la structure géologique, c'est la fonction  $r(t)$  qui doit être reconstituée le plus fidèlement possible durant les mesures et le traitement.

En se basant sur les propriétés basiques de la convolution, on peut constater que, si le signal  $s_R(t)$  est une impulsion de courte<sup>2</sup> durée, le signal reçu  $x(t)$  est en effet une série des impulsions dont les emplacements temporels correspondent aux profondeurs des réflecteurs différents. La forme de ces impulsions correspond au signal  $s_R(t)$  altéré par l'atténuation  $q(t,d)$  et la fonction de réflectivité  $r(t)$  i.e. par la réponse de terre  $e(t)$ . Ce fait est très convenable puisqu'il permet d'observer les marqueurs sismiques directement sur les sismogrammes, qui contiennent plusieurs traces i.e. signaux  $x(t)$ .

### I.1.5 Traitement du signal sismique

L'objectif du traitement du signal est de transformer l'information redondante contenue dans les sismogrammes en une image sismique. Dans ce qui suit nous présentons une succession typique de traitements élémentaires appliqués au signal sismique (d'après Mari et al., 1998).

#### I.1.5.1 Mise à zéro (*edit et muting*)

L'acquisition d'un profil sismique haute résolution résulte en obtention de nombreux sismogrammes, chacun comportant plusieurs traces (signaux provenant des géophones). Par conséquent il est presque sûr que pour les raisons divers (faux contact électrique, mauvais couplage géophone – sol etc.), certaines traces enregistrées seront détériorées et par conséquent non exploitables. Par ailleurs, certaines ondes inutiles comme les ondes aériennes ou ondes de surface sont facilement identifiables sur les sismogrammes. Il se peut que ces ondes n'interfèrent avec les ondes utiles (réflexions) alors peuvent être facilement supprimées.

La procédure de mise à zéro consiste à mettre partiellement ou entièrement les traces défectueuses à zéro afin de ne traiter que les données utiles. La Figure I.7 présente un exemple de mise à zéro de l'onde de surface.

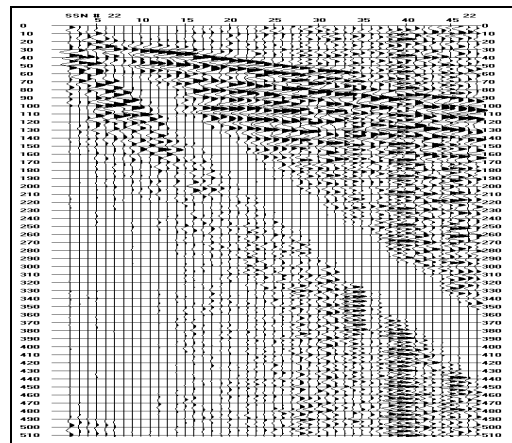


Figure I.7 : Mise à zéro de l'onde de surface (zone au milieu dépourvue du signal).

#### I.1.5.2 Filtrage fréquentiel

Les sismogrammes peuvent être filtrés trace par trace par un filtre passe-bande. Cette opération permet de diminuer le bruit aléatoire en accentuant les signaux qui affichent le contenu spectral correspondant aux réflexions. Un avantage additionnel est la diminution

<sup>2</sup> Dans ce contexte « courte durée » signifie une durée beaucoup inférieure au temps aller-retour entre la source et le réflecteur (marqueur) sismique donnée.

partielle d'une partie des signaux indésirables telle que l'onde de surface ou l'onde aérienne puisque celles-ci manifestent généralement un contenu spectral différent des ondes réfléchies. Un exemple d'application d'un filtrage fréquentiel est présenté sur la Figure I.8.

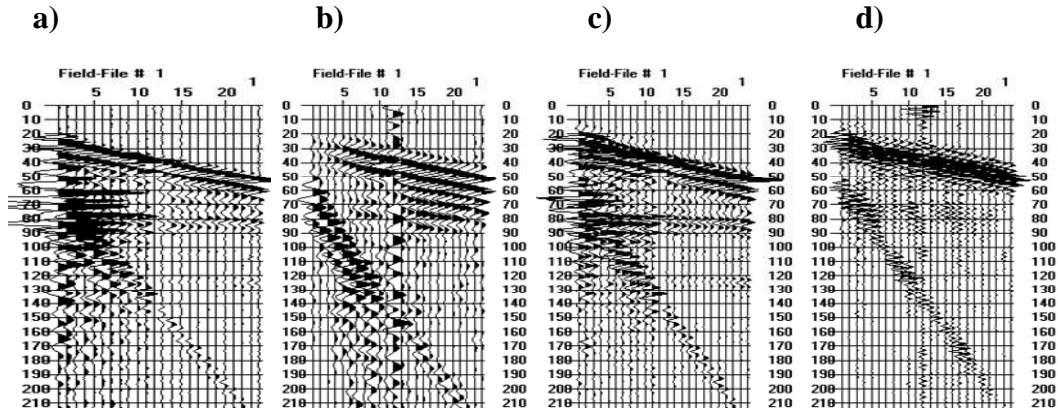


Figure I.8 : Filtrage fréquentiel du sismogramme : (a) par un filtre passe-bande à fréquence centrale : (b) 100 Hz ; (c) 200 Hz ; (d) 400 Hz. Le filtre (c) permet d'observer le mieux les réflexions.

### I.1.5.3 Filtrage spatio-temporel

Le principe du filtrage spatio-temporel (dit aussi « filtrage f-k » ou « FK ») est similaire à celui du filtrage fréquentiel. Un filtre f-k peut être considéré comme la combinaison d'un filtre « classique » (permettant d'atténuer certaines gammes de fréquences dans le spectre du signal) avec un filtre « spatial » qui permet d'atténuer les ondes ayant des vitesses spécifiques. L'application la plus évidente est la suppression des ondes de surface, un exemple d'une telle application est présenté sur la Figure I.9.

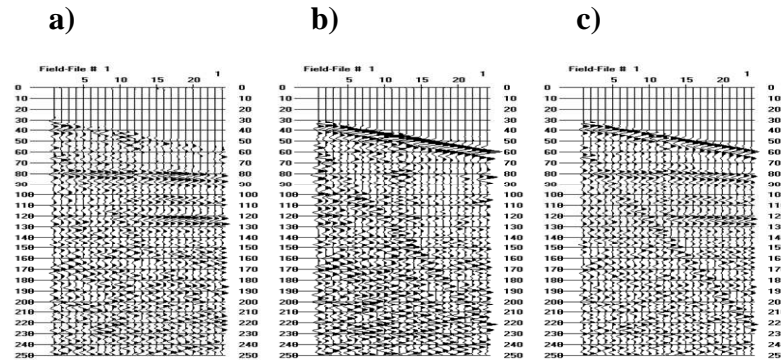


Figure I.9 : Sismogramme après l'application du filtrage f-k avec des paramètres différents. Le filtre (a) permet d'observer le mieux les réflexions.

### I.1.5.4 Correction d'amplitude (*gain recovery*)

Une onde sismique se propageant dans la terre subit une atténuation qui est due à deux phénomènes : la dispersion sphérique et l'amortissement du milieu de propagation. L'influence de ces deux facteurs sur un signal reçu  $A(r)$  où  $r$  est la distance de propagation, peut être décrite par l'équation :

$$A(r) = A_0 \cdot \frac{1}{r} \cdot e^{-\alpha \cdot r} \quad (\text{I.22})$$

$A_0$  est l'amplitude initiale de l'onde émise,  $r$  est la distance parcourue par l'onde et  $a$  est le coefficient d'atténuation apparent sur le trajet parcouru. La formule (I.22) concerne uniquement un milieu homogène, elle peut être utilisée uniquement pour décrire les phénomènes à l'intérieur d'une seule couche géologique. Néanmoins, elle donne une information qualitative sur l'atténuation de l'onde émise.

Afin de compenser la perte d'amplitude, chaque trace est corrigée. Pour ce faire, deux méthodes sont utilisées :

- (i) la méthode d'**amplitude vraie** ou **préservée** : il s'agit d'appliquer au signal une correction qui sera inverse à l'atténuation telle qu'elle est décrite par l'équation (I.22). Bien évidemment, l'application directe de cette méthode nécessiterait la connaissance exacte de la structure géologique (afin de connaître l'atténuation et les vitesses de propagation) ce qui est rarement le cas. Cependant, on peut utiliser une formule approximative qui comprendra un facteur exponentiel :

$$A'(t) = A(t) \cdot A_0 \cdot t^n \quad \text{avec} \quad n = 1,5 \quad (\text{I.23})$$

- (ii) La méthode d'**égalisation dynamique** : cette procédure applique une fenêtre glissante sur une trace et ramène l'énergie du signal contenue dans la fenêtre à une valeur constante. Cette procédure, appelée **contrôle automatique du gain** (*Automatic Gain Control, AGC*), a pour avantage de pouvoir extraire l'information sur les événements profonds qui sont fortement atténués. En revanche, l'information sur l'amplitude « vraie » des signaux n'est plus exploitable.

#### I.1.5.5 Déconvolution (spiking deconvolution)

L'objectif de la déconvolution est d'éliminer l'influence de la forme du signal source sur le signal enregistré. L'utilisation de cette méthode suppose que la trace sismique enregistrée peut être représenté en utilisant le modèle convolutionnel (Eq. I.18).

La procédure consiste à construire un **filtre de déconvolution**  $F'(t)$  qui permettra de convertir la trace sismique en succession de pics, assimilable à la fonction de réflectivité :

$$x'(t) = x(t) * F'(t) = r(t) \quad (\text{I.24})$$

La conception du filtre de déconvolution n'est pas une tâche facile. En effet, elle nécessite la connaissance du signal émis mais celui-ci n'est connu que de manière approximative. De ce fait l'opération est difficile à appliquer et plusieurs méthodes ont été développées, chacune présentant des avantages et des inconvénients.

De plus, suivant la méthode de déconvolution choisie il est possible d'éliminer les réflexions multiples ou de modifier le spectre de phase des réflexions en uniformisant leurs formes.

#### I.1.5.6 Regroupement en point milieu commun (*CMP gather, CMP sort*)

Le regroupement en point milieu commun, appelé aussi **point miroir** (en anglais *CMP* pour *Common MidPoint* ou *CDP* pour *Common Depth Point*), change la structure de données manipulées. Rappelons qu'un jeu de données (tirs) comporte les traces enregistrées selon la géométrie de **collection point de tir commun** (*common shot gather*). Le regroupement CMP consiste à grouper les traces par rapport aux points du profil pour lesquels la distance source – point miroir et récepteur – point miroir sont identiques (Figure. I.10).



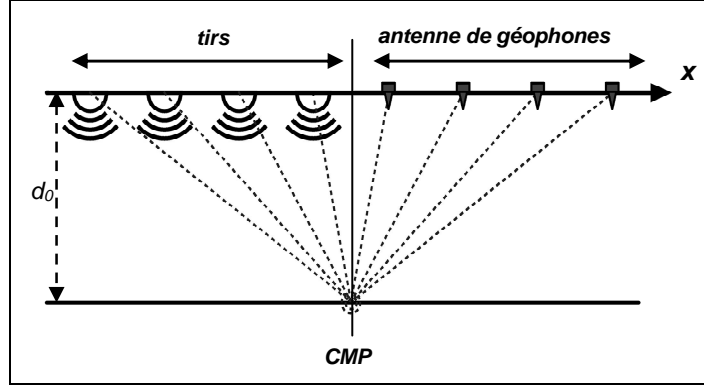


Figure I.10 : Regroupement en point miroir (*Common MidPoint gather*).

Cet assemblage de traces est appelé **couverture multiple** car plusieurs rais sismiques échantillonnent le même point des interfaces géologiques. Le nombre de traces qui entrent dans chaque groupement CMP est appelé l'**ordre de couverture** (*fold*).

La technique CDP a été introduite par Mayne (1962), son application permet de convertir le système de coordonnées *source – récepteur* en *point miroir – départ*. Ce dernier est utilisé pour le traitement consécutif de données sismiques.

#### I.1.5.7 Correction NMO et analyse des vitesses (*velocity analysis*)

Comme nous avons déjà indiqué, les courbes de réflexions se manifestent sur les sismogrammes sous la forme des hyperboles. Ceci reste valable pour les groupements CMP puisqu'ils contiennent aussi les traces enregistrées à des distances source – récepteur différentes.

La **correction dynamique** (en anglais *normal moveout correction* ou *NMO correction*) d'une trace consiste à appliquer une correction temporelle de manière à assimiler la trace à un enregistrement avec départ nul, i.e. comme si l'émission était effectuée dans la position du capteur.

Cette opération résulte en effet en une compensation des hyperboles de réflexion en ramenant les temps d'arrivée des signaux de réflexion à ceux de traces à départ nul. Par conséquent le temps de trajet  $t_0$  d'un tel signal de réflexion observé sur une trace corrigée correspond directement au temps aller – retour entre la source et le récepteur et le point de réflexion sur le marqueur sismique.

En analysant l'équation de l'hyperbole de réflexion (Eq. I.13) nous remarquons la présence de deux composants dont un dépend de la distance source – récepteur. La correction NMO consiste à neutraliser le deuxième composant. L'expression de la correction dynamique  $\Delta t(x)$  peut être approximé comme suit :

$$\Delta t(x) = t_0 - t(x) = t_0 - \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{x}{v_{\text{stacking}}}\right)^2} \quad (\text{I.25})$$

La vitesse de sommation (*stacking velocity*)  $v_{\text{stacking}}$  présente dans l'équation (I.25) n'est pas connue *a priori*. Si nous reprenons le procédé du groupement CMP, il est évident qu'après l'application de la correction NMO toutes les traces d'un CMP devraient être identiques, nous cherchons alors une vitesse  $v_{\text{stacking}}$  qui le permettra. En général  $v_{\text{stacking}} = v_{\text{rmsi}}$  mais suite à l'approximation dans la formule (I.25) ainsi qu'aux variations de phase du signal réfléchi, il est probable d'obtenir une valeur légèrement différente de la  $v_{\text{rmsi}}$ .

La correction NMO est dynamique i.e. les données d'une trace  $X(t)$  sont affectées par les valeurs de temps de trajet différentes. Si ces décalages temporels sont importants, le phénomène d'**étirement NMO** (*NMO stretch*) risque de dégrader les données. De ce fait, la correction NMO n'est jamais une simple application de la formule (I.25) mais intègre aussi les procédures qui préservent la qualité du signal enregistré.

La procédure NMO nécessite une connaissance des vitesses de sommation  $v_{stacking}$ . Le processus d'**analyse des vitesses** constitue ainsi une étape important du traitement.

En général, toutes les procédures d'analyse de vitesses visent à trouver les valeurs qui assureront la meilleure consistance de l'image sismique. L'analyse se fait par l'observation de la courbure des hyperboles de réflexion. Un exemple d'une telle opération est présenté sur la Figure I.11).

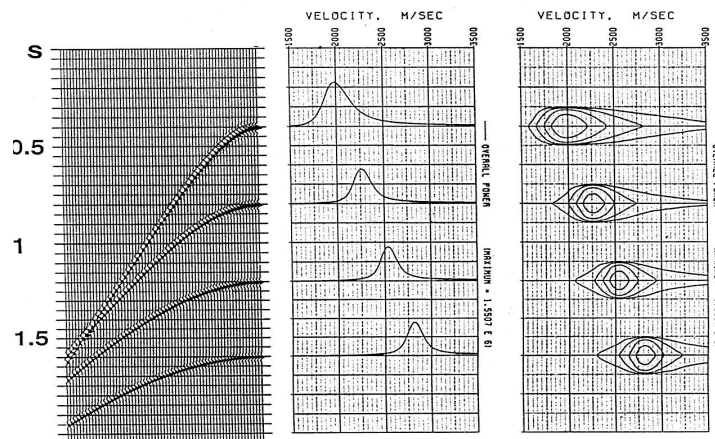


Figure I.11 : Exemple de l'analyse de vitesses à partir des hyperboles de réflexion. Source : Yilmaz (1989)

#### I.1.5.8 Sommation (horizontal stacking)

Chaque groupement CMP correspond à plusieurs réflexions d'onde sismique pour une seule valeur de la coordonnée  $x$  (un seul point miroir). La **sommation** des traces d'un groupement CMP permet d'obtenir une seule trace correspondant à l'auscultation par une antenne artificielle dans le point  $x$ . La succession de ces traces pour les points miroirs différents constitué une **image sismique** (ou bien une **section sismique**). La Figure I.12 montre un exemple de la section sismique.



Figure I.12 : Exemple de la section sismique. Source : Dalhousie University, Canada.

### I.1.5.9 Migration

L'approche traditionnelle d'une imagerie sismique telle qu'elle est présentée au début de chapitre (I.1.1.1) suppose que les signaux enregistrés par les géophones ont subi une réflexion spéculaire sur un objet du sous-sol. Cependant, certaines ondes ne se réfléchissent pas mais se **diffractent** sur de tels objets (e.g. bords des réflecteurs, cavités). Les positions des ondes diffractées sur l'image sismique ne correspondent pas alors aux emplacements réels des réflecteurs. Le même concerne les réflexions provenant des interfaces géologiques inclinées.

La migration est une procédure permettant une amélioration de l'image sismique et consiste à remplacer les arrivées des signaux « migrés » sur une section sismique à leurs emplacements réels. Les différentes méthodes analytiques ou numériques sont utilisées à cette fin. Un point diffractant produit une hyperbole appelée l'**hyperbole de diffraction**. Cette courbe est tangente à la réflexion pour le couple source – géophone pour lequel le rayon réfléchi coïncide avec un rayon diffracté issu du point de réflexion. Les algorithmes de migration utilisent ce principe afin de « rabattre » l'hyperbole de diffraction en un point. La Figure I.13 présente la comparaison entre une section sismique non migrée et migrée.

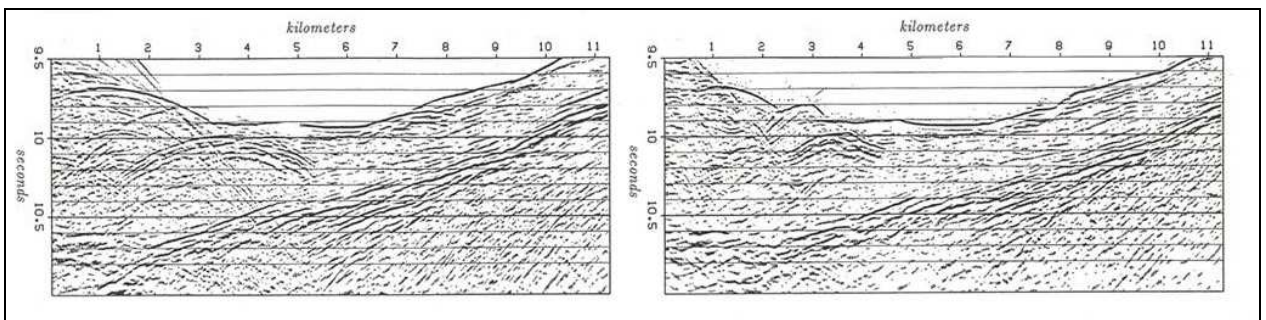


Figure I.13 : Comparaison de la section migrée (à droite) et non migrée (à gauche). Les diffractions sont clairement visibles sur la section non migrée. Source : Tokyo University Oceanographic Research Institute.

La migration peut être effectuée avant ou après sommations des traces CMP. Cette opération est facultative, relativement difficile et pas toujours nécessaire, en général, elle s'avère utile lorsque la structure géologique est complexe. En effet une opération correcte nécessite une bonne connaissance du modèle de vitesses du milieu traversé.

## I.2 Résolution sismique

La résolution de l'image sismique est un facteur de grande importance dans le domaine de la sismique réflexion. La résolution est un paramètre d'image qui détermine en grande partie sa qualité. De ce fait, les travaux de thèse sont essentiellement concentrés sur l'analyse et amélioration de ce paramètre de l'imagerie sismique.

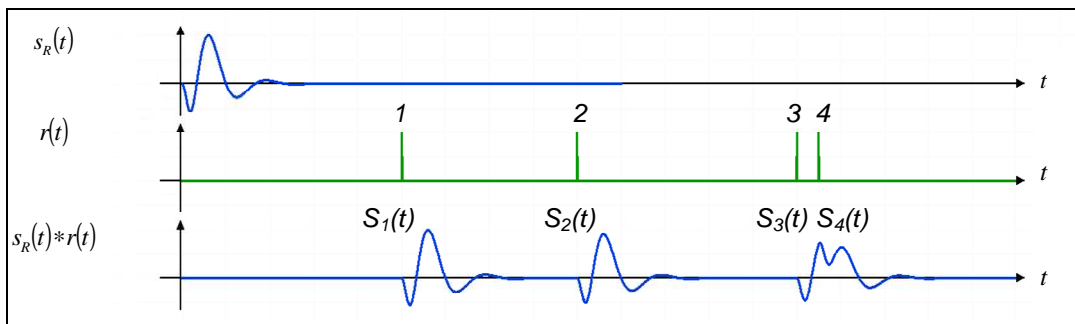
La résolution est un paramètre fondamental dans tout genre d'imagerie. En principe, la résolution décrit la capacité d'un système à distinguer les objets imagés. Ainsi, la résolution est une distance minimale entre deux cibles qui est nécessaire afin de pouvoir les distinguer comme deux cibles différentes.

Suivant la méthode d'imagerie et le mode de présentation, nous pouvons définir plusieurs résolutions spécifiques à chaque méthode. Une image sismique de type CDP peut être caractérisée par deux valeurs de résolution : la résolution verticale (en profondeur) et la résolution horizontale (latérale).

Dans ce qui suit, nous rappellerons la théorie de la résolution verticale ainsi que horizontale en supposant l'absence du bruit aléatoire. Par conséquent toutes les dépendances discutées se réfèrent au meilleur cas, et dans la réalité la résolution obtenue est moins optimale.

### I.2.1 Résolution verticale

La **résolution verticale** ou la **résolution temporelle** est une valeur qui décrit la capacité du système d'imagerie à distinguer deux cibles suivant la direction perpendiculaire au profil sismique ; vers le sous-sol, d'où l'autre nom de cette valeur : la **résolution en profondeur  $\delta$** . Cette valeur peut être décrite comme une distance minimale qui garantit que les échos provenant de deux cibles différentes seront distinguables sur l'image. Ceci est illustré sur la Figure I.14.



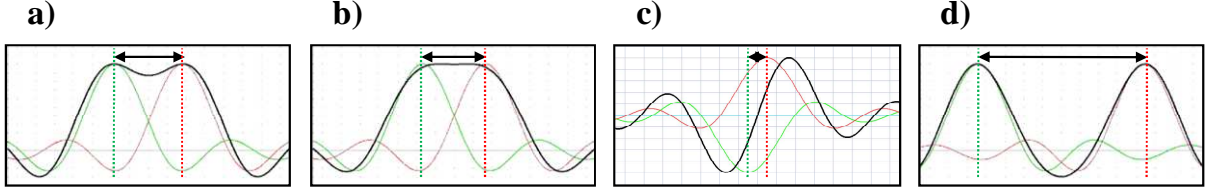
**Figure I.14 :** Principe de la résolution temporelle. Les échos  $s_1(t)$  et  $s_2(t)$  sont résolus alors que  $s_3(t)$  et  $s_4(t)$  sont confondus du à l'espacement trop faible des réflecteurs 3 et 4.

Cependant, le critère de distinction entre deux cibles n'est pas unique. Kallweit et Wood (1982) en donnent trois critères les plus courants :

- critère de **Rayleigh** : si un signal est composé de deux échos (ondelettes de réflexion) consécutifs, ces échos sont séparables lorsque le rapport entre les maxima et le minimum situé entre eux ne dépasse pas une valeur fixée (typiquement 3 dB). Ceci est illustré sur la Figure I.15a ;
- critère de **Ricker** : la séparation est garantie lorsque le signal présente une « section plate » dans son maximum (Figure I.15b) ;

- critère de **Widess** : ce critère s'applique uniquement pour le cas où les deux échos sont opposés (i.e. les réflecteurs correspondants possèdent les coefficients de réflexions opposés). Dans cette situation, la séparation est garantie lorsque la forme du signal superposé est identique à la dérivée d'un seul écho. Ceci est illustré sur la Figure I.15c.

Le **temps minimal** entre deux échos distinguables est appelée la résolution temporelle et notée  $\delta_R$ .



**Figure I.15 :** Trois critères de la limite de résolution en sismique. Les courbes noires sont les sommes des échos singuliers : (a) Critère de Rayleigh ; (b) Critère de Ricker ; (c) Critère de Widess (échos opposés) ; (d) Deux échos résolus.

Nous constatons que les critères de Ricker et Widess sont limités aux cas particuliers de configuration des marqueurs et que le critère le plus utile serait celui de Rayleigh, comme l'indique Knapp (1990).

Si nous négligeons l'atténuation, nous pouvons supposer que normalement c'est le même type d'écho (ondelette) qui provient de marqueurs différents. Nous pouvons alors constater que, indépendamment du critère choisi, c'est la forme de l'écho qui déterminera la résolution. Il en résulte l'introduction de la **puissance de résolution** (*resolving power*) d'une ondelette. Cette valeur est l'inverse de la **résolution** exprimée en unités de temps :

$$P_a = \frac{1}{\delta'_R} \quad (\text{I.26})$$

Physiquement, cette valeur correspond au nombre d'ondelettes, espacés uniformément sur l'axe de temps et possibles à séparer.

Widess (1982) définit la puissance de résolution  $P_a$  comme :

$$P_a = \frac{A_{\max}^2}{E} \quad (\text{I.27})$$

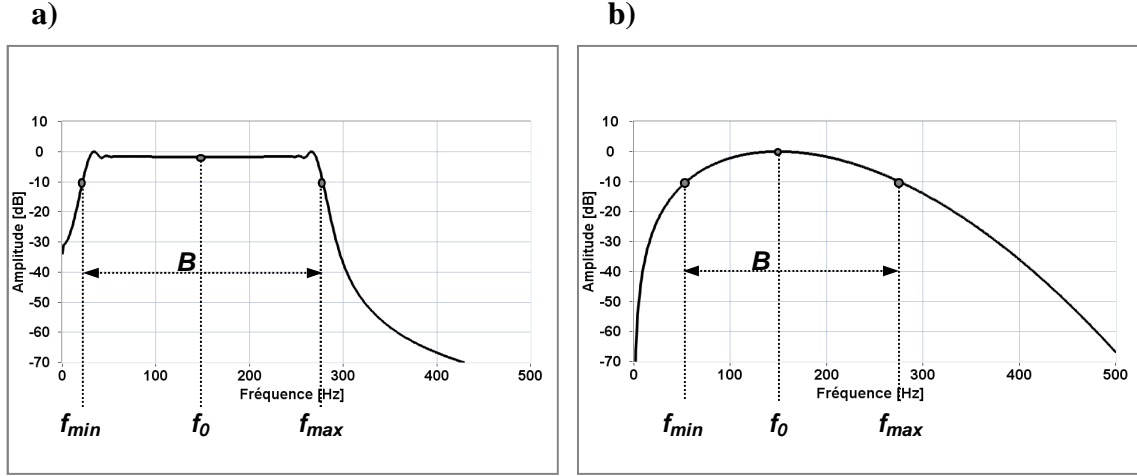
où  $A_{\max}$  est la valeur maximale du module de l'ondelette et  $E$  est son énergie totale. Selon Knapp (1990) cette définition est très élégante puisqu'elle utilise les grandeurs qui sont faciles à déterminer ainsi qu'elle néglige totalement la forme de l'ondelette en éliminant les choix arbitraires.

Un signal  $s_n(t)$  correspondant à un  $n$ -ième écho est souvent caractérisé dans le domaine fréquentiel. Dans ce cas, les grandeurs caractéristiques sont suivantes :

- la fréquence minimale  $f_{\min}$  ;
- la fréquence centrale ou dominante  $f_c, f_0, f_e$  ;
- la fréquence maximale  $f_{\max}$  ;
- la bande passante qui est calculée comme différence  $f_{\max} - f_{\min}$ .

Si  $f_{\max} \gg f_{\min}$ , on peut aussi supposer que  $B = f_{\max}$ . Ces valeurs sont illustrées sur la Figure I.16.





**Figure I.16 :** Exemple de spectres d'amplitude et leurs paramètres : (a) Spectre plat (*Boxcar*) (b) Spectre non plat. Notez que pour ce dernier spectre les paramètres ne peuvent être établis que de manière approximative.

Pour le cas particulier d'ondelette à spectre d'amplitude rectangulaire et spectre de phase constant (*box-spectrum wavelet* ou *boxcar*, Fig. I.16a), nous obtenons :

$$P_a = 2 \cdot B \quad (\text{I.28})$$

La résolution temporelle est l'inverse de la puissance de résolution, alors :

$$\delta_r^t = \frac{1}{2 \cdot B} \quad (\text{I.29})$$

L'équation (I.29) exprime la résolution verticale en unité de temps. Or, en pratique nous avons besoin de connaître cette valeur en unités de distance, puisque c'est la distance qui sépare les cibles et non le temps. Afin de trouver la résolution exprimée en unité de distance, il est indispensable de prendre en compte la vitesse de propagation d'ondes dans un milieu. C'est en effet la vitesse qui lie le temps et la distance. En utilisant la relation basique entre la distance  $x$  et le temps  $t$ , la vitesse  $v$  est exprimée comme suit :

$$v = \frac{x}{t} \Rightarrow x = v \cdot t \quad (\text{I.30})$$

ce qui donne :

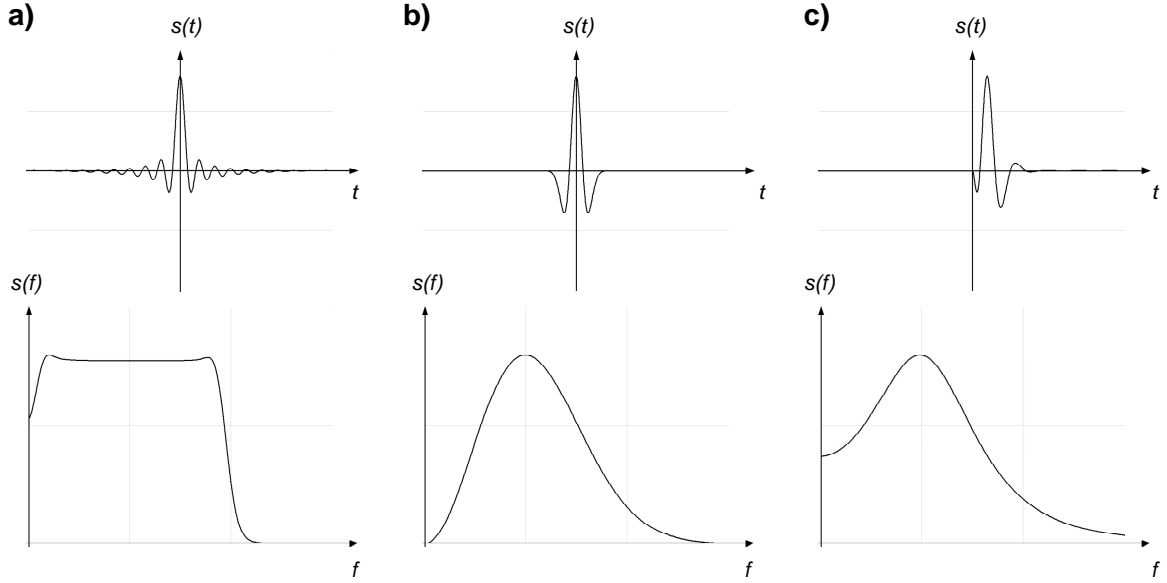
$$\delta_r = v \cdot \delta_r^t = \frac{v}{2 \cdot B} \quad (\text{I.31})$$

Si nous supposons ensuite que la relation  $f_{\max} \gg f_{\min}$  est satisfaite, nous pouvons écrire directement :

$$\delta_r \approx \frac{v}{2 \cdot f_{\max}} = \frac{\lambda_{\min}}{2} \quad (\text{I.32})$$

où  $\lambda_{\min}$  est la longueur d'onde minimale d'onde sismique réfléchie.

Nous rappelons que le développement ci-avant est valable uniquement pour une ondelette zéro phase à spectre d'amplitude plat. En pratique, le signal reçu possède plutôt un spectre de forme montré sur les Figures I.17b et I.17c. Ce spectre ressemble à une courbe avec un maximum localisé environ au milieu de la bande d'ondelette. Afin de calculer la résolution d'un tel signal, deux approches sont possibles :



**Figure I.17 :** Exemples de formes des ondelettes et leurs spectres d'amplitude : (a) Signal zéro phase à spectre plat (ondelette de Klauder) ; (b) exemple d'un signal zéro phase (ondelette de Ricker) ; (c) Ondelette de Chebyshev.

- une approche **réaliste** consiste à calculer la bande passante équivalente de l'ondelette, c'est-à-dire la bande passante d'une telle ondelette *Boxcar* qui aurait la puissance de résolution  $P_a$  identique à l'ondelette analysé. Ceci peut se faire en utilisant les équations (I.27) et (I.28) :

$$P_a = \frac{A_{\max}}{E} = 2 \cdot B \Rightarrow B = \frac{A_{\max}}{2 \cdot E} \quad (\text{I.33})$$

Ensuite nous pouvons calculer la résolution suivant la formule donnée par les équations (I.31) ou (I.32) :

- une **approximation** de la résolution peut être faite selon la forme du spectre du signal analysé. En effet, nous pouvons supposer, que l'erreur est minime si nous estimons la bande fréquentielle  $B$  de notre signal et si nous l'appliquons directement à l'équation (I.31) ou (I.32).

En effet, pour une application pratique l'approche d'approximation est suffisante et permet d'estimer la résolution avec une précision satisfaisante.

Par ailleurs on notera qu'en pratique une autre formule est utilisée pour la résolution (e.g. Yilmaz, 1987, Mari et al., 1998) :

$$\delta_r \approx \frac{v}{4 \cdot f_c} = \frac{\lambda_c}{4} \quad (\text{I.34})$$

Si on suppose que pour un signal donnée  $f_{\max} \gg f_{\min}$ , la fréquence centrale (ou fréquence dominante) de ce signal vaut  $f_c = 0,5 \cdot B$ . De plus, cette relation peut être approximativement vraie aussi pour les signaux à spectre autre que le spectre plat, et pour de tels spectres l'estimation de la  $f_c$  est généralement plus facile que l'estimation de  $f_{\max}$ ,  $f_{\min}$  ou  $B$ . Ainsi, les valeurs de la résolution (I.34) seront similaires à celles calculées avec l'équation (I.31).

### I.2.2 Résolution horizontale

La notion de la **résolution horizontale** ou **latérale** est plus difficile à appréhender. En effet, elle décrit la capacité du système de distinguer deux cibles situées sur une profondeur donnée. Comme il a été signalé (cf. I.1.5.6), un groupement en point miroir (CMP) peut être considéré comme un sondage vertical réalisé par une antenne hypothétique de dimension  $D_a = (N_{CMP} - 1) \cdot 2 \cdot \Delta x$  où  $N_{CMP}$  est le nombre de traces dans un enregistrement CMP. Un tel dispositif possède une capacité de distinguer deux cibles si « l'angle de vue » de l'antenne est supérieur à :

$$\delta = \frac{\lambda_{crms}}{D_a} \quad (I.35)$$

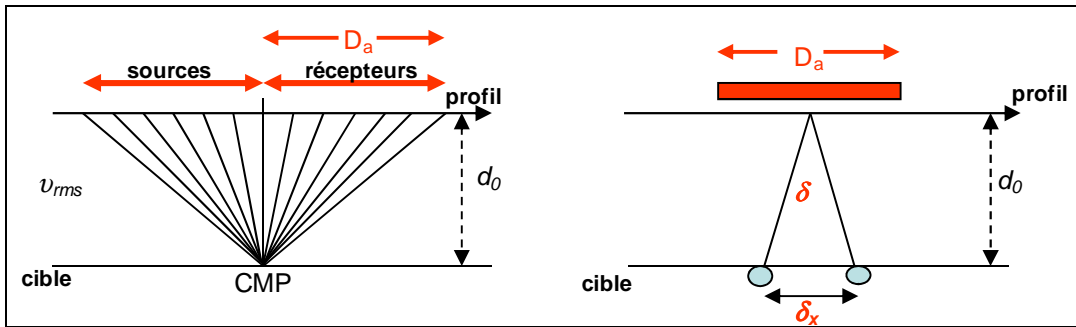
où  $\lambda_c = v_{rms}/f_c$  est la longueur d'onde dominante dans le signal réfléchi, vue par l'antenne.

La capacité de distinction décrite par l'équation (I.35) est liée à la **fonction de directivité** de l'antenne hypothétique. Cette fonction décrit la répartition de l'énergie émise dans l'espace. Dans le cas de l'antenne considérée, nous pouvons supposer que presque toute l'énergie est émise dans un cône à angle d'ouverture égal à  $\delta$ .

Si les cibles sont placées à une profondeur  $d_0$ , l'angle d'ouverture correspond à la distance  $x = d_0 \cdot \tan(\delta)$  ou simplement  $x = d_0 \cdot \delta$  pour les valeurs d'angle faibles. La résolution latérale  $\delta_x$  est alors donnée par l'équation suivante :

$$\delta_x = d_0 \frac{\lambda_a}{D_a} \quad (I.36)$$

où  $\lambda_a$  est la longueur d'onde apparente correspondant à  $f_c$  et à la vitesse moyenne quadratique  $v_{rms}$  à la profondeur  $d_0$ . Ceci est illustré sur la Figure I.18.



**Figure I.18 :** Principe de la résolution latérale. Un enregistrement CMP (à gauche) correspond à un sondage par antenne de dimension  $D_a$  avec l'angle d'ouverture  $\delta$  (à droite).

Une autre définition de la résolution latérale (Mari et al., 1998), plutôt appropriée à la sismique pétrolière, est plus compréhensible du point de vue de physique. En effet, le modèle basique de la sismique réflexion suppose qu'une onde enregistrée par un géophone est réfléchiée sur un point du marqueur. En réalité, il ne s'agit pas d'un « point » mais d'une surface circulaire appelée la **zone de Fresnel**. Il est évident que si deux cibles se trouvent dans cette zone, l'onde se réfléchira sera similaire à celle qui proviendrait d'une seule cible. La résolution latérale serait alors égale au **rayon de Fresnel**  $R_f$  i.e. rayon de la zone de Fresnel. Pour le cas typique où  $d_0 \gg d_x$  ou  $d_x$  désigne la distance entre cibles, la résolution latérale est alors donnée par l'équation :

$$\delta_x \approx R_f \approx \sqrt{\frac{\lambda_a \cdot d_0}{2}} \quad (I.37)$$



Si on compare les équations (I.36) et (I.37), on constate que dans le cas  $d_0 \gg D_a$ , les deux formules donnent des valeurs assez proches. En effet, si l'influence de la directivité de l'antenne synthétique peut être négligée, le rayon de Fresnel constitue une mesure suffisante de la résolution latérale.

### I.3 Sismique haute résolution et sismique classique

Quelque soit la profondeur d'investigation, la méthode sismique est toujours gouvernée par les mêmes principes. Cependant, la profondeur d'investigation influe de manière importante la procédure d'acquisition sismique aussi bien que le traitement du signal qui permettent l'obtention de l'image sismique.

La **sismique réflexion haute résolution** ou **sismique réflexion à faible profondeur** (*high resolution reflection seismic* ou *shallow reflection seismic*) désigne les investigations à une profondeur maximale d'imagerie entre 500 et 1000 m.

La sismique « classique » ou « pétrolière » est une méthode bien établie pour l'imagerie de sous sol utilisée dans la recherche des gisements du pétrole et par conséquent ses principes sont connus à un public relativement large. En revanche, la sismique haute résolution, sujet de cette thèse, est moins connu du à son application moins importante. Il convient donc d'en présenter les détails.

On peut aussi trouver dans la littérature le terme **sismique à très haute résolution** (*very high resolution seismic*) qui se réfère aux investigations à des profondeurs habituellement effectuées par d'autres méthodes (10 m à 100 m) e.g. radar géophysique (*ground penetrating radar, GPR*) ou microgravimétrie.

On notera deux aspects qui impliquent une particularité de la SHR par rapport à sismique classique (pétrolière) : les différences sur le plan technique et sur le plan économique.

#### I.3.1 Considérations économiques

Un profil sismique doit être rentable, i.e. les moyens mis en œuvre doivent être inférieurs aux revenus obtenus grâce à sa réalisation. Il est évident que la rentabilité de la sismique pétrolière est assurée par le prix du baril de pétrole, toujours élevée. Par conséquent les techniques de traitement du signal, le matériel et les ressources humaines dont les géophysiciens pétroliers sont généralement les plus modernes et les plus coûteuses. On peut citer l'utilisation de plusieurs sources à puissance élevée (Figure I.19), les logiciels de traitement du signal sophistiqués, les matrices de quelques milliers de géophones et les sismographes capables d'enregistrer les signaux correspondants. L'équipe de terrain est souvent importante, avec des spécialistes dans plusieurs domaines. Autres techniques que l'imagerie des profils sismiques 2D peuvent être utilisés, e.g. imagerie 3D (en trois dimensions), imagerie 3C ou 9C (3 ou 9 neuf composantes de l'onde sismique sont analysés).



Figure I.19 : Vibrateur lourd (pétrolier). Source : DMT, Allemagne.

En contraste que le budget consacré aux missions de sismique haute résolution est relativement petit et l'objectif des mesures est rarement la recherche des ressources naturelles. Le matériel est alors assez modeste, les mesures sont faites sur les profils 2D uniquement et l'équipe de terrain est peu nombreuse, ce qui nécessite une polyvalence des compétences.

### I.3.2 Considérations techniques

#### I.3.2.1 Bruit cohérent en SHR

Une propriété caractéristique de la SHR est la présence du **bruit cohérent** sur les enregistrements sismiques. En effet, les géophones ne reçoivent uniquement des ondes réfléchies (Fig. I.3). Toute autre onde résultant de l'émission sismique peut être enregistrée, nous retrouvons alors sur les sismogrammes les ondes directes, guidées, réfractées, de surface, aériennes etc. (e.g. Knapp, 1986 ; Pullan et Hunter, 1990 ; Steeples et al., 1997). Dans le domaine de la sismique profonde ces ondes ne posent pas des grands problèmes puisque la profondeur de sondage est tellement grande que les ondes réfléchies arrivent bien après la plupart du bruit cohérent, ce dernier pouvant alors être facilement éliminé par une simple mise à zéro.

Dans le cas de la SHR les distances parcourues par les ondes réfléchies sont faibles, et les réflexions arrivent en même temps que le bruit cohérent. La Figure I.20 illustre la différence entre un tir dans la sismique pétrolière et en SHR.

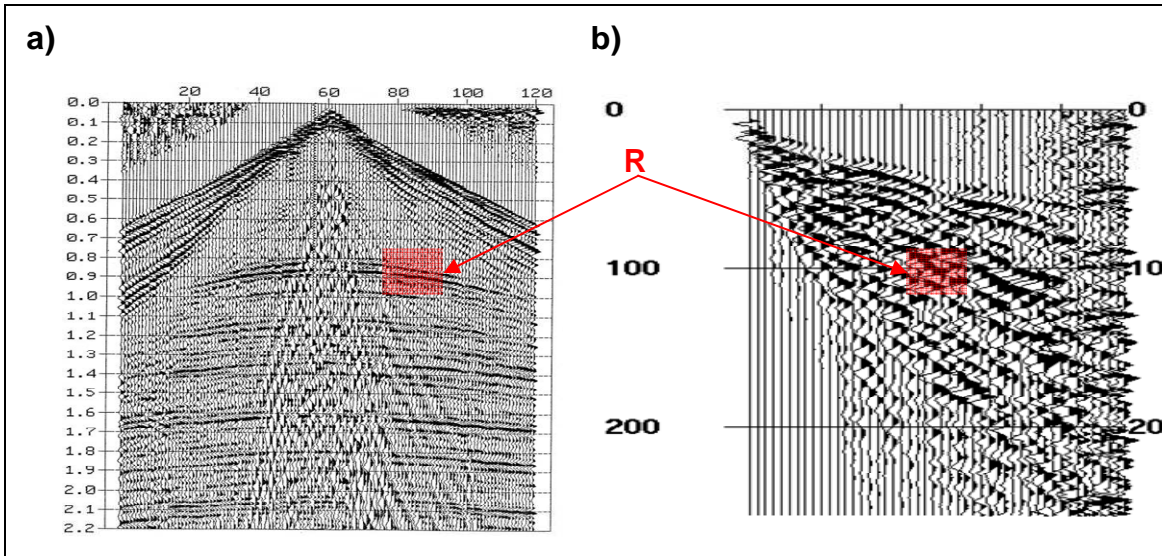


Figure 1.20 : Exemple d'enregistrement « point de tir commun » en sismique profonde (a) et en SHR (b). « R » indiqué les réflexions. Les hyperboles de réflexions dominent l'enregistrement (a) alors qu'elles sont masquées par d'autres signaux sur (b).

Afin d'observer clairement les ondes réfléchies, une solution a été proposée par Hunter (1984). Il a introduit la technique de **fenêtre d'observation optimale** ou **fenêtre des dépôts optimaux** (*optimum offset window, OOW*) qui consiste à choisir les paramètres géométriques d'acquisition (cf. §I.1.3.3) de telle manière que les réflexions soient enregistrés à l'écart des ondes indésirables. Le sommaire des différents exemples d'utilisations de cette technique a été publié par Pullan et Hunter (1990).

Parallèlement, le développement des instruments d'acquisition (sismographes) a permis d'améliorer la qualité de données enregistrées, en permettant ainsi d'éliminer le bruit cohérent de manière plus efficace. Malheureusement, la méthode d'élimination des ondes les plus gênantes, utilisée en sismique pétrolière, qui consiste à utiliser plusieurs sources et plusieurs récepteurs en même temps n'est pas applicable compte tenu de son coût élevé. L'antenne des géophones suffisamment longue contribue aussi à l'atténuation des ondes de surface, mais c'est au détriment des hautes fréquences. En effet, la sommation se comporte comme un filtrage passe-bas, plus le nombre des signaux sommés est élevé plus cet effet est important. Par conséquent, cette solution n'est pas plus utilisée (Ziolkowski and Lerwill, 1979; Knapp et Steeples, 1986b).

Les ondes aériennes posent aussi un grand problème en SHR puisque la présence des fréquences élevées en favorise (e.g. van der Veen et al., 1999). Il n'existe pas de solution universelle, en dehors de la OOW, il est alors convenable de choisir une source peu bruyante.

### I.3.2.2 Résolution en SHR

En comparaison avec la sismique profonde, la SHR se distingue principalement par une résolution plus élevée des images. En effet, l'imagerie des structures à petite échelle nécessite une résolution suffisante.

La résolution horizontale (cf. §I.2.1) peut être améliorée par le choix de l'ouverture de l'antenne  $D_a$ . L'augmentation de la longueur d'antenne de géophones correspondante est souvent limitée par le nombre de traces possibles à enregistrer (alors les raisons économiques) ainsi que par taille de la OOW.

La résolution verticale dépend directement de la bande fréquentielle du signal réfléchi enregistré (cf. §I.2.1). Suivant le modèle convolutionnel (§I.1.4), dans les conditions de

terrain données, ce paramètre dépend directement de la bande  $B$  du signal émis et de l'atténuation de la terre. Ceci exige l'utilisation de source large bande, des géophones adaptés et un traitement du signal approprié. Les sources utilisées en SHR sont alors nombreuses, les exemples peuvent être trouvés dans Steeples and Knapp, 1982; Knapp and Steeples, 1986a, 1986b; Miller et al., 1986, 1992, 1994; Pullan and MacAulay, 1987.

Outre une bande fréquentielle large, la source utilisée en SHR doit être capable d'émettre le signal avec une puissance suffisante. L'atténuation du signal sismique grandit exponentiellement avec la montée en fréquence et les coefficients d'atténuation des couches à faible profondeur sont beaucoup plus importants que pour les couches profondes. Cependant, les deux exigences sur le signal émis – large bande et haute énergie – sont contradictoires (Knapp, 1986). Ceci implique la nécessité de choix de la source sismique adaptée à chaque contexte de mesures.

### I.3.2.3 Géométrie d'acquisition en SHR

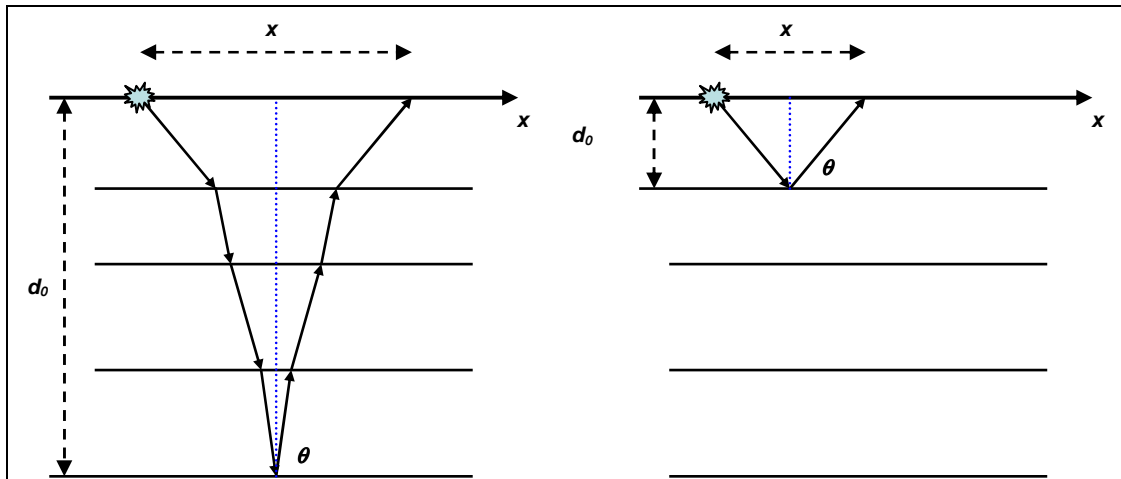
La diminution de la profondeur d'intérêt implique un changement important des paramètres d'acquisition en SHR par rapport à la sismique pétrolière. Soit  $x$  un déport source - géophone et  $d_0$  la profondeur visée. En sismique profonde ces deux grandeurs satisfont généralement la relation suivante :

$$\frac{x}{d_0} > 1 \quad (\text{I.38})$$

En sismique haute résolution, cette relation est différente :

$$\frac{x}{d_0} \sim 1 \quad (\text{I.39})$$

L'application des relations (I.38) et (I.39) est illustrée sur la Figure I.21.



**Figure I.21 :** Comparaison de la géométrie d'acquisition en sismique profonde (a) et en sismique haute résolution (b).

Notons que les valeurs des angles d'incidence des rayons sismiques en SHR sont élevés alors que pour la sismique profonde on peut supposer que  $\theta \approx 0$ . Cependant, comme nous l'avons précédemment évoqué, la validité des expressions des coefficients de réflexion (Eq. I.5) et transmission (Eq. I.6) est limitée au cas  $\theta = 0$ . Si l'incidence des ondes n'est pas normale, les expressions pour ces coefficients et la forme de la fonction de réflectivité (Eq. I.12) deviennent beaucoup plus complexes. Un traitement spécifique permet de prendre en compte ce problème. Il s'agit des techniques basées sur l'analyse des amplitudes en fonction du

déport : *AVO (amplitude versus offset)* et *AVA (amplitude versus angle)* (e.g. Egreteau, 2005).

#### **I.3.2.4 Traitement du signal en SHR**

Les procédures du traitement du signal employées en SHR sont essentiellement les mêmes que celles appliquées à la sismique profonde. Cependant, l'obtention d'une image de bonne qualité en SRH nécessite une attention particulière notamment lorsqu'il s'agit de :

- l'identification et sélection des réflexions noyées dans le bruit cohérent ;
- l'application des mises à zéro de manière correcte ;
- le calcul des corrections statiques ;
- l'application de la migration.

Compte tenu du fait que les signaux autres que réflexions peuvent affecter la qualité d'imagerie, il est nécessaire de les éliminer autant que possible. Les opérations automatiques de mise à zéro sont parfois susceptibles de ne pas fonctionner correctement impliquant la nécessité de les effectuer manuellement. De plus, certains signaux (comme les premières arrivées et les réverbérations) peuvent être confondus avec les réflexions ils doivent alors être éliminés (Robertsson et al., 1996a, 1996b). La mise à zéro inefficace peut avoir un effet dévastant sur la qualité de l'image par dégradation de la résolution et la génération des réflecteurs artificiels.

Les réflecteurs sismiques pour les faibles profondeurs sont généralement moins continus que ceux plus profonds et, en même temps, les fréquences exploitées sont plus élevées. Par conséquent, la détermination et l'application des corrections statiques nécessitent une bonne précision. Il existe des techniques de calcul des corrections statiques simples et adaptées à la SHR (Hatherly et al., 1994, Frei, 1995).

Quant à la migration, en général les améliorations introduites par son application sont peu significatives sur les sections SHR. Black et al. (1994) ont suggéré que pour les vitesses faibles ( $v_i < 1000 \text{ m/s}$ ) typiques pour les profondeurs très faibles ( $d_0 < 50 \text{ m}$ ) la migration n'apporte pas de changement significatif à l'image sismique. Cette conclusion est illustrée par une analyse en optique : considérons un miroir qui déforme l'image à cause de sa surface imparfaite. Si on regarde ce miroir à une distance suffisamment faible, les déformations sont négligeables.

Néanmoins, en cas de doute, il est possible d'utiliser des équations simples proposées par Chun and Jacewitz (1981) qui permettent de déterminer si la migration apporterait des changements significatifs de l'image SHR.



## I.4 Détection de cavités par la sismique haute résolution

Le rôle de la sismique réflexion est de fournir une image du sous-sol. Les cavités souterraines constituent en effet une perturbation de la structure des couches géologiques, l'application de la méthode sismique à la recherche de ces cavités est alors naturelle. Les travaux effectués dans le cadre de la thèse concernent la sismique haute résolution en général mais ils seront appliqués à la problématique de détection de cavités souterraines. Cette thématique est détaillée ci-après.

Le problème de détection des cavités souterraines est important puisque leur présence constitue la source des risques d'instabilité de terrain. Deux exemples d'effondrements des cavités souterraines sont présentés sur la Figure I.22.



Figure I.22 : Exemples des effondrements de surface provoqués par des cavités souterraines des mines de sel (gauche) et des marnières (droite).

### I.4.1 Application de la sismique réflexion à la détection des cavités

L'application de la sismique réflexion pour des objectifs à faible profondeur connaît une histoire assez courte. Cette application rentre naturellement dans le domaine de la sismique haute résolution à cause de la profondeur typique des cavités (ne dépassant pas 200 – 500 m). Malgré la généralisation récente de cette application, elle reste relativement difficile ; sauf quelques principes généraux, chaque cas d'étude nécessite une approche particulière.

Cook (1965) a défini quelques critères de détection des cavités et a présenté un exemple de basée sur l'étude des perturbations des amplitudes de signaux réfléchis. Les différents symptômes liés à la présence d'une cavité sont illustrés schématiquement sur la Figure I.23.

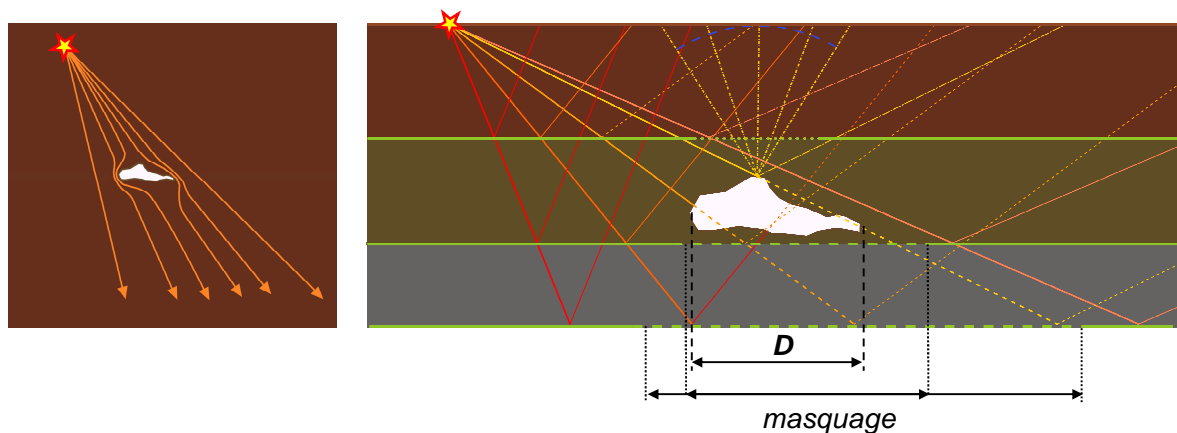


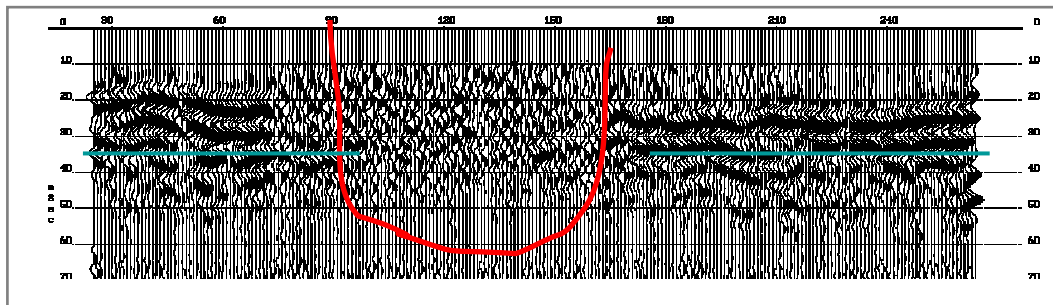
Figure I.23 : Illustration schématisée des perturbations de propagation d'une onde par une cible (à gauche) et des perturbations de l'acquisition sismique par une cavité.

En analysant la Figure I.23, nous constatons qu'une cavité peut être « transparente » pour les rais sismiques lorsque ses dimensions sont faibles devant la longueur d'onde. En revanche, une cavité suffisamment grande donne lieu à plusieurs anomalies observées sur l'image de la structure de couches :

- **diffractions** : les ondes réfléchies du toit de la cavité ne subissent pas une réflexion spéculaire et la procédure de traitement en point milieu commun entraîne l'apparition des hyperboles de diffraction sur l'image (cf. I.1.5.9) ;
- **perturbations** : les interfaces géologiques « coupées » par la cavité sont détruits, par conséquent nous observons les discontinuités des marqueurs correspondants ;
- **masquage** : la cavité constitué un obstacle pour les rayons sismiques. Il en résulte une « zone d'ombre » (*shadow*) au dessous de la cavité : les réflexions des marqueurs plus profonds sont absentes.

L'apparence et l'ampleur de ces anomalies sont liées à la forme de la cavité et des propriétés physiques de son remplissage. Comme pour la structure géologique, les coefficients de réflexion et transmission, dépendent des propriétés mécaniques (impédance acoustique et vitesse d'onde) de la cavité et de la (des) formation(s) dans laquelle(s) elle est située.

Steeple et Miller (1987) ont démontré qu'il était possible de détecter un tunnel souterrain en utilisant les symptômes directs, c'est-à-dire les réflexions à partir du toit du tunnel (diffractions). Un autre exemple de détection d'un tunnel a été présenté par Miller et Steeples (1991). Ils ont parvenu à détecter une ancienne mine de charbon en se basant sur l'observation des discontinuités des marqueurs sismiques. Piwakowski et al. (1994) ont mis en évidence la détection des anciennes mines de craie en observant les perturbations du marqueur avoisinant cavité et la disparition des marqueurs au-dessous de la cavité. Ce dernier effet a été baptisé « le phénomène de masquage ». Un exemple de la détection de cavités grâce à ce phénomène est illustré sur la Figure I.24.



**Figure I.24 :** Masquage des marqueurs sismiques observés sur la section sismique comme indicateur de la présence d'une cavité.

La plupart des travaux précités ont été basés sur l'observation de phénomènes **indirects** introduits par les cavités. En effet, une telle approche donne en pratique les meilleurs résultats que la recherche des effets **directs** induits par une cavité. Selon le retour d'expérience de nombreuses applications, les effets directs, c'est-à-dire les réflexions du toit de cavité ou les réfractions, sont rarement observables pour plusieurs raisons. Ce constat est soutenu par les travaux de Moreaux et al. (1996) et Moreaux (1997) qui a démontré que ces phénomènes directs sont généralement masqués par le bruit de fond.

Autres exemples de la détection de cavités comprennent les travaux de Branham et Steeples (1988), Kourkafas et Goulty (1996), Alleman (1996), Driad et Piwakowski (2002) et parmi plus récentes nous pouvons citer celles de Miller (2006) ou de Sargent et Goulty (2007).



### I.4.2 Coefficient d'anomalie AN

Afin de quantifier la détectabilité d'une cavité, Piwakowski et al. (1997) ont introduit le coefficient AN assimilé à un critère de détection d'une cavité par la SHR.

La nécessité d'introduire un tel critère est justifiée par le besoin de clarifier les conditions de détection d'une cavité. En effet, le critère communément utilisé basé sur le rapport entre la dimension de la cavité et son profondeur reste insuffisant.

Rappelons ici, qu'une cavité constitue une « cible » pour l'imagerie sismique, similairement à une cible pour le radar ou le sonar. Une telle cible peut être caractérisée par un paramètre appelé « puissance de cible » (*Target Strength, TS*). Ce paramètre exprime la capacité de la cible à réfléchir les ondes incidentes. La règle générale postule que  $TS$  soit proportionnel à  $S_c/\lambda^2$  où  $S_c$  désigne la surface de la cible et  $\lambda$  est la longueur dominante d'onde incidente. La formulation plus simple se réfère au rapport  $D/\lambda$  où  $D$  est la dimension latérale (suivant le plan d'incidence) de la cible.

Si  $D/\lambda \ll 1$ , l'onde est diffractée par la cible et les réflexions spéculaires sont très faibles voire absentes. Quand  $D/\lambda$  augmente, les diffractions et les composantes réfléchies augmentent aussi, proportionnellement à  $S_c$ . Finalement, lorsque  $D > \lambda$ , le cible se comporte comme une couche plane et les composants diffractés sont produites uniquement par ses bordures. Pour cette raison on suppose souvent qu'afin de détecter une cible par ultrasons ou par ondes radio, il est nécessaire que la condition  $D/\lambda > 0,5$  soit satisfaite.

Le critère  $D/\lambda > 0,5$  pourrait être suffisant dans le cas où la cible se trouve dans une espace homogène. Malheureusement ceci est rarement le cas en imagerie sismique, la structure du sous-sol est en effet hétérogène et la cible (la cavité) se trouve le plus souvent à proximité d'autres cibles, surtout les marqueurs géologiques. De plus, le bruit cohérent (signal autre que les réflexions de la cible) est généralement important sur les sections sismiques. Par conséquent il ne suffit pas d'avoir un niveau suffisant du signal produit par la cible mais il faut pouvoir le retrouver sur l'image sismique.

Les considérations ci-dessus sont prises en compte dans le calcul du coefficient AN. Il est défini comme suit :

$$\begin{aligned} S_c < S_f &\Rightarrow AN = \frac{S_c}{S_f} \\ S_c \geq S_f &\Rightarrow AN = 1 \end{aligned} \quad (I.40)$$

où  $S_c$  est la surface de la cavité et  $S_f$  désigne la *surface de Fresnel* (cf. I.2.2). Pour le cas particulier d'une surface de cavité représentée par un cercle de diamètre  $D$ , la relation (I.40) peut être simplifiée comme suit :

$$AN = 0,5 \cdot \frac{\theta \cdot D}{\lambda_{rms}} \quad (I.41)$$

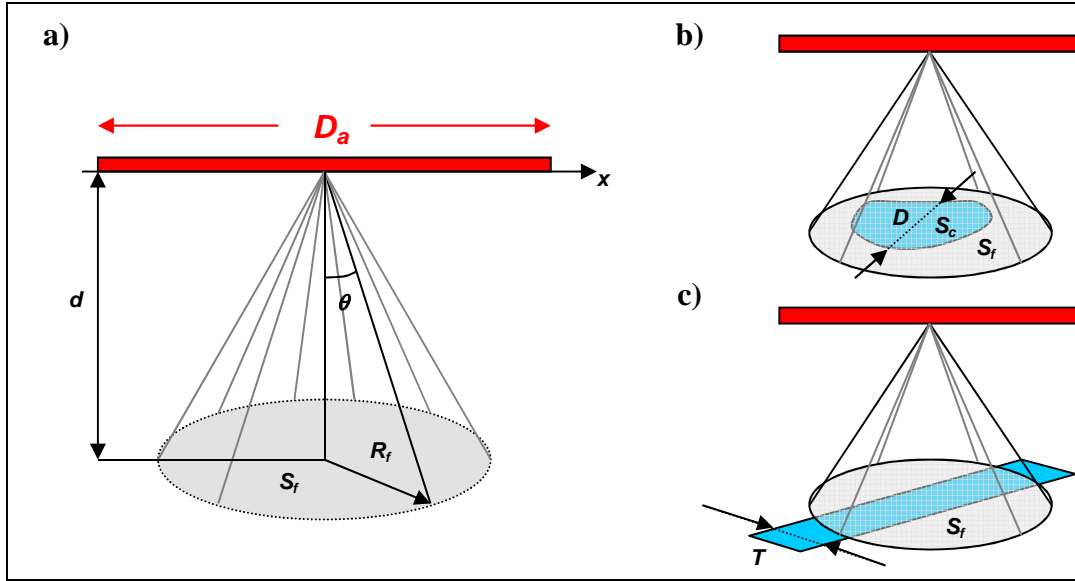
où  $\theta$  est la magnitude angulaire de  $D$  vue de la surface (sol) et  $\lambda_{rms}$  est la longueur d'onde apparente à la profondeur de la cavité. Cette relation, malgré son approximation par rapport à la forme de cavité souligne le principe de base d'imagerie qui stipule que la détection d'un objet de dimension  $D$  dépend non seulement de  $q$  et  $D$  mais aussi du rapport  $D/\lambda$ . Suivant cette relation, si la surface de la cavité est égale ou supérieure à la surface de Fresnel, elle se comporte comme une interface géologique.

Le retour d'expérience de Piwakowski et al. (2004a, 2004b) ainsi que les travaux d'Alleman (1996) ont montré que pour une détection positive d'une cavité, le coefficient AN devrait être supérieur à  $0,35 - 0,5$ , en fonction de la structure géologique.

Dans le cas d'un tunnel dont la largeur est  $T$ , la condition de détectabilité, issue de l'équation (I.40), est donnée par comme suit :

$$T > \pi \sqrt{\frac{d\lambda}{8}} \quad (\text{I.42})$$

La Figure I.25 illustre les équations (I.41) et (I.42).



**Figure I.25 :** Illustration du principe de calcul du coefficient d'anomalie AN : (a) Représentation de la surface éclairée par une antenne synthétique - zone de Fresnel ; (b) Représentation de l'interaction d'une cavité avec la zone de Fresnel ; (c) Représentation de l'interaction d'un tunnel avec la zone de Fresnel.

Les travaux de Léonard (2000) traitant ce problème par le tracé de rayons et modélisation par éléments finis ont démontré que, si le symptôme de présence de cavité recherché est le masquage, la valeur d'AN au dessus du seuil  $0,35 - 0,5$  constitue la condition nécessaire pour la détection mais pas suffisante.

Si le masquage des marqueurs sous-jacents à la cavité est utilisé pour la détection de cavité, la dimension latérale du « masquage » (Fig. I.24) induit par celle-ci est plus grande que sa dimension réelle  $D$ , mais il est difficile de prédire l'erreur causé par cette différence. Léonard a conclu que cette erreur dépend de la forme de la cavité, de sa position par rapport au marqueur masqué et de son coefficient AN. En général la précision latérale de détection n'est pas inférieure à  $2 \cdot \lambda_{rms}$  mais elle peut être beaucoup meilleure et atteindre  $\lambda_{rms}/2$ .

## I.5 Utilisation de sources vibratoires en sismique

### I.5.1 Rôle de la source sismique en prospection du sous-sol

Comme nous avons pu constater dans les paragraphes précédents (notamment les chapitres I.1.4 et I.2.1), tous les paramètres de l'imagerie sismique sont directement ou indirectement dépendant du spectre du **signal observé** sur la section sismique. Or, malgré un traitement du signal approprié, pour une structure géologique donnée, ce spectre et ses paramètres ( $B$ ,  $f_{min}$ ,  $f_{max}$ ,  $f_c$ ) dépendent uniquement de la forme du **signal émis** dans le sous-sol par la source sismique. Il est alors évident que la source du signal sismique intervient en grande partie dans la qualité de l'image obtenue. Il semble donc que l'amélioration de la qualité d'imagerie dépend étroitement du choix de la source appropriée.

Le choix de la source sismique est alors basé sur sa capacité à fournir un signal permettant d'atteindre les objectifs de mesures. De plus, comme les aspects économiques ne peuvent être négligés, la source doit être adaptée aux mesures non seulement sur le plan de performances mais aussi sur le plan économique. Ceci comprend le coût de fonctionnement de la source, le coût de l'énergie utilisée lors de l'opération et le temps nécessaire pour l'acquisition.

Pour ces raisons, il existe une multitude de sources sismiques, souvent développées en un seul exemplaire par des équipes de chercheurs géophysiciens.

Toutes les sources sismiques fonctionnent de la même manière : elles sont censées exciter une onde mécanique qui se propage ensuite dans la terre. Cette excitation se fait par l'application d'une force dans un point sur ou sous la surface. La classification de sources sismiques peut se faire sur la base de plusieurs critères, mais dans le cadre de ce travail nous allons classer les sources en deux groupes : (i) sources impulsionnelles et (ii) sources vibratoires.

#### I.5.1.1 Sources impulsionnelles

Dans le cas de sources « classiques » de type **impulsionnel**, l'onde émise est une impulsion à amplitude élevée et une durée courte. Plus la durée de cette impulsion  $\tau$  est courte, plus la bande fréquentielle  $B$  du signal émis est large :

$$B \approx \frac{2}{\tau} \quad (\text{I.43})$$

Compte tenu du fait que la propagation de l'onde sismique est inévitablement liée à la perte d'amplitude (cf. §I.1.1.3), la source impulsionnelle doit être capable à dissiper une énergie importante dans un instant très court.

Deux types de sources impulsionnelles sont utilisées : (i) les sources **explosives** (e.g. la dynamite) convertissent l'énergie chimique en énergie sismique, par l'augmentation ou diminution rapide de la pression ; (ii) les sources **à impact** (e.g. la masse) convertissent l'énergie cinétique en énergie sismique dans le moment du contact avec le sol.

#### I.5.1.2 Sources vibratoires

Les sources **vibratoires** se distinguent par l'émission d'un signal d'amplitude beaucoup plus faible et de durée beaucoup plus grande qu'une source explosive à énergie comparable. La Figure I.26 présente la comparaison schématique de la forme temporelle et spectrale des signaux de même énergie émis par la source impulsionnelle et par la source vibratoire.

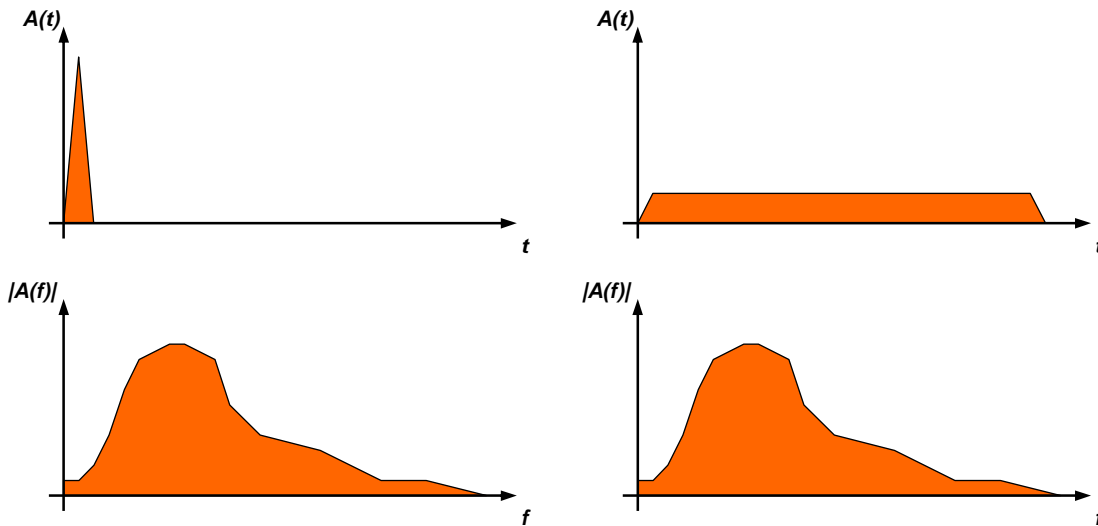


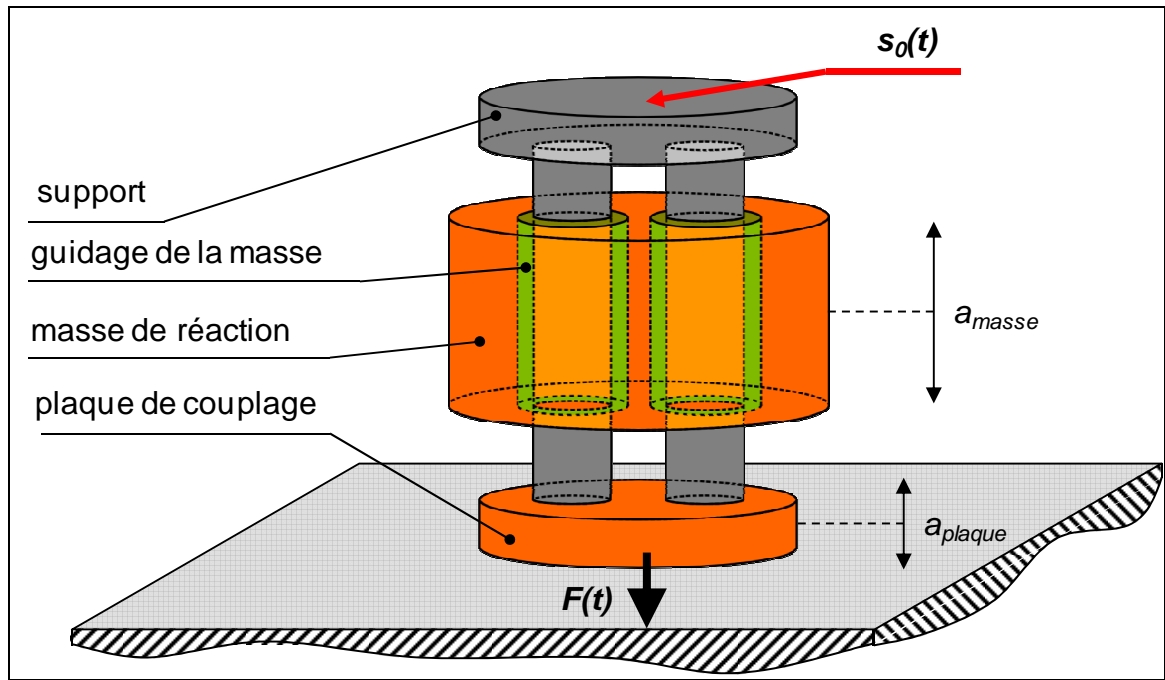
Figure I.26 : Représentation schématique de formes temporelles (en haut) et spectres d'amplitude (en bas) des signaux émis par une source impulsionnelle (à gauche) et une source vibratoire (à droite).

### I.5.2 Principes de fonctionnement des sources vibratoires

La source vibratoire étant le cœur de la recherche réalisée, ses principes de fonctionnement seront détaillés dans ce qui suit.

Les vibreurs sismiques connaissent une histoire relativement longue. La première application de ces sources date des années 50. La première source de ce type ainsi que l'ensemble des procédures de son utilisation ont été développés en 1954 par la société américaine *Continental Oil Company* (actuellement *Conoco-Philips*) sous le nom de Vibroseis. A l'origine les sources de ce type étaient utilisées uniquement pour les mesures de sismique profonde (pétrolière) mais le besoin d'application de la sismique à des faibles profondeurs a incité l'intégration des sources vibratoires dans la SHR.

Tous les vibreurs sismiques sont tous basés sur le même principe. Ils sont constitués de deux éléments principaux : la masse vibrante (*reaction mass*) et la plaque de couplage (*baseplate*). La masse qui vibre autour d'un point d'équilibre est couplée avec la plaque de telle manière qu'elle exerce une force sur cette plaque. Suivant la deuxième loi de Newton, cette force est proportionnelle à la valeur de la masse  $m$  et à son accélération. La plaque, supposée être un élément rigide, transmet cette force  $F(t)$ , en l'exerçant sur le sol et donc donne naissance à l'onde acoustique  $s_R(t)$ . Ceci est illustré sur la Figure I.27.



**Figure I.27 :** Fonctionnement d'un vibreur sismique.  $s_0(t)$  indiqué le signal électrique pilotant le vibreur ;  $a_{masse}$  et  $a_{plaque}$  sont les accélérations instantanées de la masse et de la plaque de couplage. La signification de ces paramètres sera expliquée dans le Chapitre III.

Les vibreurs sont habituellement caractérisés par leur masse et non par leur puissance ou force maximale comme nous pourrions le penser. L'explication de ce fait se trouve dans le principe de fonctionnement de ces sources. Afin de garantir la transmission de l'énergie, la plaque de couplage doit être toujours en contact avec le sol. Ce contact est assuré par la force de gravitation de l'ensemble du vibreur (surtout le véhicule qui le supporte ainsi que tout autre ballast). Les vibreurs sont construits de telle manière que la force maximale (*peak force*) qui peut être exercée sur le sol soit compensée par **la force d'appui** (*holddown force*). Cette dernière est approximativement égale à la force de pesanteur de l'ensemble (hors masse vibrante). En connaissant la masse  $M$  du vibreur (partie active + camion + ballast éventuel) la force maximale est connue immédiatement comme  $F_{max} \approx g \cdot M$  et comme  $g = 9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$  nous avons  $F_{max} \text{ (N)} \approx 10 \cdot M \text{ (kg)}$ . En général les termes *masse* et *force* sont interchangeables dans le domaine de sources vibratoires.

Les sources vibratoires compensent les défauts des sources impulsionnelles. Leurs avantages dont nous citerons deux points importants, sont naturellement liés à leur principe de fonctionnement :

- absence de dégâts sur la surface lors de l'émission : les mesures sont **non destructives** ;
- le **contrôle** de la forme du signal émis est possible.

Il est à noter, que ces deux propriétés sont d'une importance majeure pour les mesures SHR. Autres avantages incluent la linéarité de transmission source - sol et la répétitivité de ces sources, théoriquement parfaite.

Il apparaît que les sources vibratoires sont très avantageuses. Cependant, certaines contraintes sont à noter :

- la puissance étant faible, le temps nécessaire pour l'émission d'une énergie nécessaire est plus long que pour les sources impulsionnelles ce qui peut affecter considérablement la rapidité des mesures ;

- l'instrumentation de ces sources est généralement plus complexe que celle de sources traditionnelles et les exigences dans la matière du dispositif d'acquisition sont plus élevées ;
- le signal émis n'ayant pas la forme d'une impulsion, les marqueurs sismiques ne sont pas observables directement sur les enregistrements bruts (cf. §I.1.4). Un traitement supplémentaire des données est indispensable. Ce traitement, ainsi que le choix du signal émis, constituent un savoir additionnel à maîtriser par l'opérateur.

Les différents types des sources vibratoires peuvent être déclinés en trois groupes :

- vibrateurs lourds** ou **pétroliers** – ces appareils se distinguent par une grande masse qui peut atteindre *40.000 kg* (e.g. vibreur *NOMAD 90* commercialisé par *SERCEL*). Le vibreur proprement dit (masse + plaque) constitue un ensemble avec un véhicule spécialement adapté. Un tel véhicule est similaire à un camion (d'où le nom souvent employé en français *camion vibreur*) mais modifié afin de pouvoir opérer sur le terrain. Les vibreurs de cette classe sont presque toujours hydrauliques, i.e. l'énergie des vibrations est transmise par l'huile sous pression. La fréquence maximale du signal émis dépasse rarement *250 Hz*. Ces vibreurs sont destinés aux sondages de grande profondeur.
- vibrateurs moyens** – la masse de ces vibreurs peut atteindre *5.000 kg* mais les valeurs typiques (e.g. *minivib* commercialisé par *Industrial Vehicles International*) sont comprises entre *1.000* et *3000 kg*. Les vibreurs de ce groupe sont typiquement montés sur un véhicule utilitaires standard (*truck*) adapté au transport et alimentation du vibreur, toujours hydrauliques pour la plupart de cas. La fréquence maximale dont ces sources sont capables à émettre avoisine *500 Hz*. Ces vibreurs sont destinés à la sismique faible profondeur.
- vibrateurs légers** ou **micro-vibreurs** – leur poids ne dépasse pas habituellement pas *100 kg*, ils sont **portables** dans les conditions de terrain. La fréquence maximale du signal émis peut atteindre *1 kHz*, voire plus. C'est précisément ce type de source qui est concerné par nos travaux de recherche.

Les vibreurs légers, destinés à la sismique haute résolution sont assez peu nombreux (ou au moins peu présentes dans la littérature). Quelques exemples de telles sources :

- le vibreur développé par OYO CAG (Nijhof, 1989) ;
- le vibreur développé par NLfB-GGA.

L'intérêt principal de ces vibreurs est la fréquence maximale la plus haute possible, mais aussi leur efficacité économique. Les sources de ce type ont prouvé leur utilité pour les mesures SHR (e.g. Ghose et al., 1998 ; Brouwer et Helbig, 1998). Les résultats obtenus sont comparables ou meilleurs que ceux obtenus avec les sources « traditionnelles » (e.g. Miller et al., 1992 ; Doll et al., 1998). Bien que la profondeur d'investigation avec de telles sources soit plus faible que celle atteinte avec des vibreurs moyens, leur puissance est normalement suffisante pour fournir les images de la profondeur *100 – 500 m* en fonction de la structure géologique. Par ailleurs, le coût de développement et fabrication ainsi que de l'opération de vibreurs moyens peut se révéler prohibitif pour les investigations sismiques à petite échelle ou pour des besoins pédagogiques.

Il est à noter, que ces sources sont presque toujours développées par des équipes de recherche (scientifiques ou industrielles). Par conséquent, elles existent en exemplaires uniques et ne sont pas commercialisées.

### I.5.2.1 Signal à balayage fréquentiel – sweep

Une source vibratoire tout comme une source impulsionnelle est censée exciter une onde sismique en exerçant une force sur le sol. Une source impulsionnelle émet une impulsion brève ; le signal émis par un vibreur est contrôlable par l'utilisateur il peut alors être quelconque. Cependant cette liberté de choix est limitée par trois facteurs :

- (i) la source doit être capable d'émettre le signal sélectionné ;
- (ii) l'énergie de ce signal doit être suffisante pour une application donnée ;
- (iii) la bande fréquentielle  $B$  du signal doit être adaptée à l'objectif des mesures.

La signification de (i) est évidente, l'importance de (iii) était discutée précédemment, surtout dans le paragraphe I.2. Quant à (ii), l'énergie émise implique directement la portée de la source (i.e. la profondeur maximale d'investigation).

Ces contraintes ont impliqué que le signal le plus utilisé prend la forme d'un **signal à balayage fréquentiel** ou *sweep*. Ce signal est donné par la formule suivante (Brouwer et Helbig, 1998) :

$$s(t) = A(t) \cdot \cos(\phi(t)) \quad (\text{I.44})$$

où  $A(t)$  est l'amplitude instantanée du signal et  $\phi(t)$  peut être calculée à partir de la fréquence instantanée  $f(t)$  :

$$\phi(t) = 2 \cdot \pi \cdot \int_0^t f(\tau) d\tau + \phi_0 \quad (\text{I.45})$$

Un signal à balayage fréquentiel peut alors être considéré comme un signal sinusoïdal dont la fréquence varie avec le temps.

### I.5.2.2 Problème du signal émis

Le signal à balayage fréquentiel  $s(t)$  est utilisé pour piloter la source vibratoire, cependant le signal émis par la source est différent de  $s(t)$ . Nous introduisons alors la désignation  $s_o(t)$  pour le **signal-pilote** et nous allons considérer que le signal émis  $s_R(t)$  est sa version modifiée. Cette modification est due évidemment due aux phénomènes intervenant entre l'excitation de la source et la formation du signal émis. Ces phénomènes peuvent être classés en deux groupes :

- (i) la caractéristique fréquentielle du vibreur
- (ii) la caractéristique fréquentielle du couplage

Si nous introduisons la **fonction de couplage**  $c(t)$  qui représentera l'ensemble de ces phénomènes, nous pouvons établir la relation entre le signal-pilote et le signal émis  $s_R(t)$  :

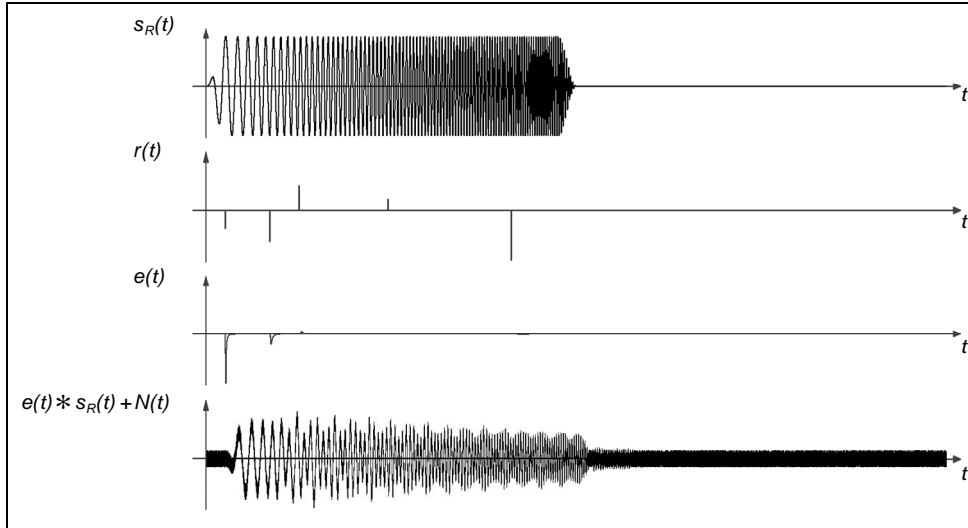
$$\begin{aligned} s_R(t) &= c(t) * s_o(t) \\ S_R(f) &= C(f) \cdot S_o(f) \end{aligned} \quad (\text{I.46})$$

Le problème principal avec la détermination de la fonction  $c(t)$  réside dans le fait que cette fonction est susceptible de varier selon les conditions locales du point d'émission (Sallas, 1984). De plus, si les phénomènes du groupe (i) peuvent être considérés linéaires, ceci n'est pas forcément vrai pour ceux du groupe (ii).

### I.5.3 Traitement du signal relatif aux sources vibratoires

La nécessité d'un traitement du signal spécifique aux sources impulsionnelles est imposée par le fait, que les signaux enregistrés par les géophones ne permettent pas l'interprétation directe des signaux de réflexion dont l'aspect impulsionnel n'existe plus i.e. la résolution  $\delta_R$  est trop faible.

Si nous reprenons le modèle convolutionnel (§I.1.1.3), le signal reçu par le géophone lors d'une émission vibratoire est donné par l'équation (I.18) tout comme pour une source impulsionnelle. Cependant l'allure de la trace est complètement différente. Ceci est illustré sur la figure (I.28).



**Figure I.28 :** Trace sismique enregistrée lors d'une émission d'un signal à balayage fréquentiel. Notons que la trace sismique obtenue ne ressemble pas à la fonction  $r(t)$ .

Le traitement consiste alors à « compresser » les signaux par un traitement approprié afin que les traces enregistrées ressemblent à ceux qui obtenues avec les sources impulsionnelles.

Il existe deux types de traitement utilisés en sismique vibratoire : la **corrélation** (croisée) et la **déconvolution**. La corrélation est un traitement « historique » mais toujours utilisé. La déconvolution est un traitement intéressant, mais plus difficile à appliquer. Dans ce qui suit nous présenterons brièvement les deux méthodes.

#### I.5.3.1 Corrélation croisée

Ce traitement a été proposé par Klauder et al. (1960) pour les radars utilisant le même principe i.e. le signal émis est un sweep. Il a été rapidement adapté aux mesures sismiques (Crawford et al., 1960) sous le nom de Vibroseis®. L'objectif du traitement est souvent présenté comme la « compression » du signal émis par la source vibratoire en un signal de durée très courte, similaire aux signaux émis par des sources impulsionnelles. Dans les différents domaines de la télécommunication, cette technique est souvent référencé comme le filtrage (ou détection) adapté (Misaridis et Jenesen, 2000a).

On utilise alors l'opération de corrélation du signal reçu  $x(t)$  avec le signal émis  $s_R(t)$  (*a priori* connu), afin de transformer le signal  $s_R(t)$  en une impulsion très courte, semblable à une impulsion de Dirac  $\delta(t)$ . Si nous reprenons l'équation (I.19), nous pouvons définir la trace corrélée  $x_C(t)$  comme suit :

$$x_C(t) = x(t) \otimes s_R(t) \quad (\text{I.47})$$



où le symbole  $\otimes$  désigne l'opération de corrélation croisée (*crosscorrelation*).

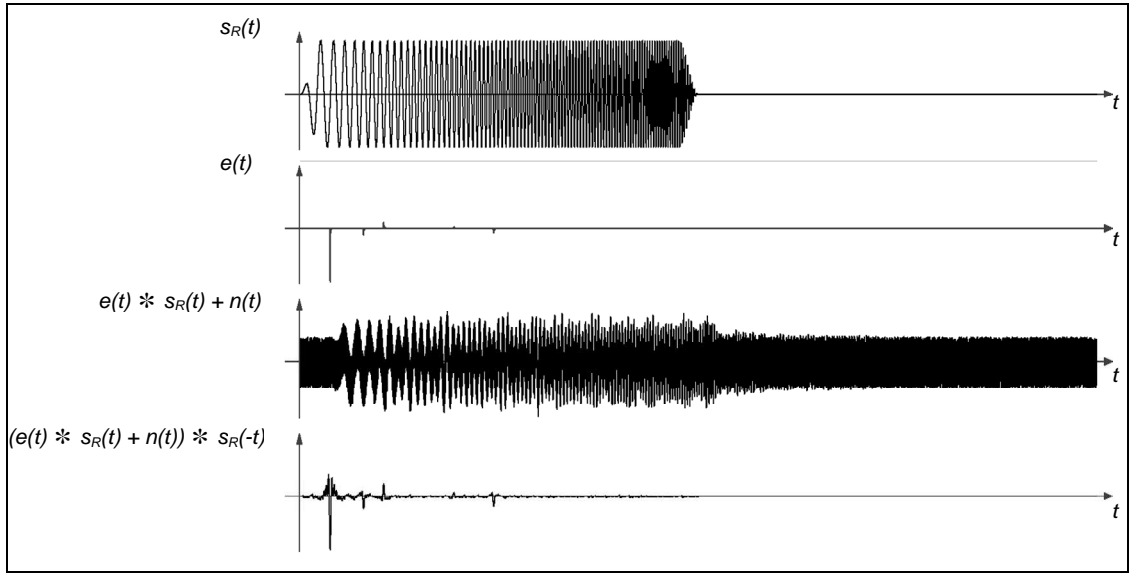
Etant donné les propriétés de l'opération de convolution, en particulier la commutativité et la distributivité par rapport à l'addition, nous pouvons noter :

$$\begin{aligned} x_C(t) &= (e(t) * s_R(t) + n(t)) * s_R(-t) = e(t) * s_R(t) * s_R(-t) + n(t) * s_R(-t) \\ x_C(t) &= e(t) * k_R(t) + n_C(t) \end{aligned} \quad (I.48)$$

En comparant les équations (I.19) et (I.48), on constate que le « signal »  $k_R(t)$  correspond au signal émis  $s_R(t)$  de l'équation (I.19). Il est alors équivalent à un signal source impulsionnelle, de ce fait il est appelée **signature effective de la source**. Ce signal est défini comme l'autocorrélation du signal émis par la source vibratoire :

$$k_R(t) = s_R(t) \otimes s_R(t) = s_R(t) * s_R(-t) \quad (I.49)$$

Un exemple de la trace sismique obtenue après l'application du traitement décrit par la formule (I.47) est présenté sur la Figure I.29.



**Figure I.29 :** Trace sismique obtenue après corrélation de la trace enregistrée avec le signal émis.

Si le signal émis par le vibreur est un sweep,  $k_R(t)$  est appelée **ondelette de Klauder** (*Klauder wavelet*). Les exemples de la forme de l'ondelette de Klauder pour les signaux ayant différents spectres d'amplitude sont présentés sur la Figure I.30.

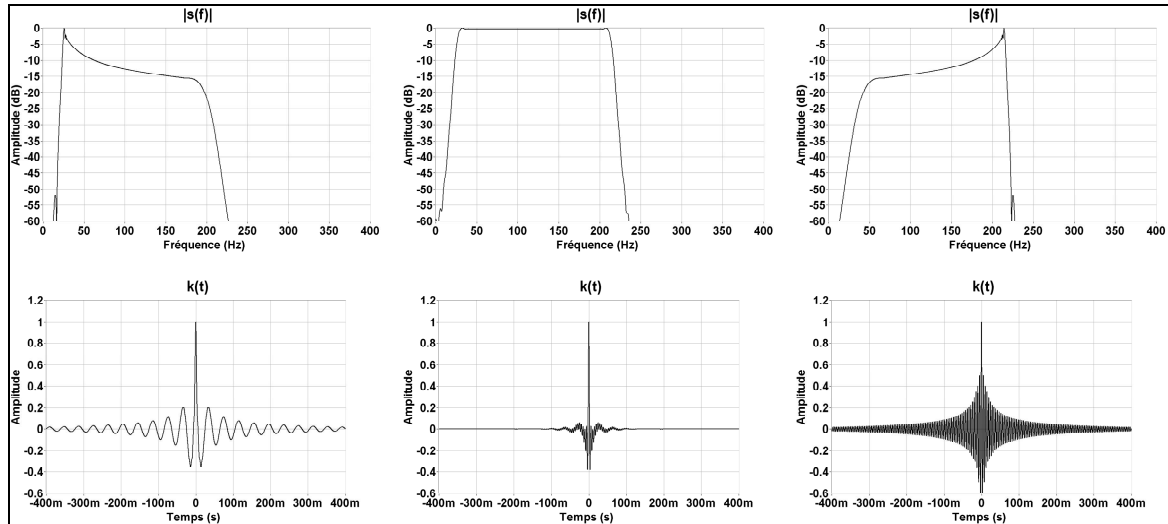


Figure I.30 : (en haut) Exemple des spectres de trois signaux à balayage fréquentiel ; (en bas) Ondelettes de Klauder correspondantes.

En considérant les points précités il est possible de déterminer les propriétés principales de la procédure de corrélation des données sismiques comme suit :

- les sismogrammes (ou corrélogrammes) sont semblables à des sismogrammes obtenus avec des sources classiques ;
- la signature équivalente de la source  $k_R(t)$  est zéro phase (i.e. son spectre de phase est nul). Sa forme **dépend directement** de la forme du sweep émis ;
- le signal reçu est filtré par le spectre du sweep émis ;
- l'algorithme de corrélation est toujours stable numériquement et ne nécessite aucun calcul préparatoire. De ce fait il peut être utilisé facilement et ainsi les sismographes offrent souvent la possibilité de corréler les données directement en temps réel.

### I.5.3.2 Déconvolution

Comme nous avons vu dans le paragraphe I.1.5.5, la déconvolution peut, entre autres, servir à éliminer l'influence de la forme du signal émis sur les données enregistrées. Le problème principal pour toute déconvolution est la détermination de ce signal émis qui est très difficile pour les sources impulsionnelles. Cependant, dans le cas de sources vibratoires, cette connaissance est possible avec un bon degré de précision. Brouwer et Helbig (1998) suggèrent, que si le signal émis est connu, on peut utiliser la déconvolution au lieu de la corrélation. Si nous reprenons le modèle convolutionnel (Eq. I.19), nous pouvons écrire la déconvolution comme un filtrage de la trace sismique par un filtre  $S_R'(f)$  dont la caractéristique fréquentielle est donnée par l'équation (I.50) :

$$S_R'(f) = \frac{S_R^*(f)}{|S(f)|^2 + N} \quad (I.50)$$

où  $S_R(f)$  est le spectre du signal émis.  $S_R'(f)$  représente alors un **filtre inverse** par rapport au signal émis. Si on considère l'équation (I.21), nous obtenons le résultat de la déconvolution suivant :

$$D(f) = (E(f) \cdot S_R(f) + N) \cdot \frac{S_R^*(f)}{|S_R(f)|^2 + N}$$

$$D(f) = E(f) \cdot \frac{|S_R(f)|^2}{|S_R(f)|^2 + N} + N(f) \cdot \frac{S_R^*(f)}{|S_R(f)|^2 + N} \quad (I.51)$$

En comparant les équations (I.48) et (I.51) nous remarquons que la déconvolution consiste à convertir le signal émis en une signature effective, tout comme dans le cas de la corrélation. Le spectre de ce signal artificiel  $d(f)$  est obtenu comme suit :

$$d(f) = S_R(f) \cdot S_R^*(f) = \frac{|S_R(f)|^2}{|S_R(f)|^2 + N} \quad (I.52)$$

Notons que le spectre de la signature effective  $d(f)$  est égal à 1 sauf les fréquences pour lesquelles la valeur  $N$  est importante devant la valeur de  $S_R(f)$ . Ceci signifie, que le « signal »  $d(f)$  est toujours une impulsion delta de Dirac filtré par un filtre passe-bande dont la bande fréquentielle correspond à la bande des fréquences balayées par le signal émis.

Il apparaît alors que les propriétés principales de la procédure de déconvolution des données sismiques peuvent être déclinées comme suit :

- les sismogrammes deconvolués sont semblables à des sismogrammes obtenus avec des sources classiques ;
- la forme de la signature équivalente de la source  $d(f)$  **ne dépend pas** de la forme du sweep émis (sauf la bande de fréquences couverte) ;
- le signal deconvolué est filtré par l'inverse du spectre du sweep émis. Ceci résulte en « blanchiment » du spectre effectif et peut améliorer la résolution ;
- l'algorithme de déconvolution n'est stable numériquement (présence du paramètre  $N$ ). De ce fait il est difficile d'utiliser cette opération de manière automatique sur le terrain.

#### I.5.4 Choix du signal émis

Vu la discussion dans les paragraphes précédents, il est évident que l'utilisation de sources vibratoires nécessite un travail supplémentaire par rapport aux sources impulsionnelles. Le fait que les vibreurs sismiques sont bien répandus doit alors être dû à la compensation de ce défaut par de certains avantages.

Un tel avantage, le plus important en tous les aspects, est la possibilité de contrôler le signal émis. Nous pouvons supposer qu'avec un vibreur, il est possible d'émettre un signal sismique à forme quelconque. Néanmoins une question apparaît immédiatement : quel signal émis donnera les meilleurs résultats ?

La réponse à cette question constitue un des piliers de ce travail de thèse. En effet, « optimisation d'une source » comprend deux axes: optimisation de la structure mécanique de la source et développement de la procédure de choix du signal destinée à cette source.

## I.6 Objectifs de la recherche

La rétrospective de la sismique haute résolution présentée dans ce chapitre permet de définir de manière détaillée les objectifs de la recherche entreprise dans le cadre de cette thèse :

- premièrement, notre choix concerne l'utilisation d'une source vibratoire pour les mesures SHR. Ce choix est motivé par les avantages que présentent ces sources, notamment la non destructivité ;
- deuxièmement, les vibreurs légers (portables) semblent le mieux adaptées à la SHR de fait de leur faible coût et facilité d'utilisation sur le terrain.

Ce type de sources est représenté par seulement quelques prototypes construits dans le cadre de la recherche scientifique. Pour la plupart des cas, ces sources ne sont épaulées que par une procédure spécifique d'optimisation du signal émis. Il est alors impossible de parler d'une méthodologie spécifique associée à leur utilisation. Par ailleurs, ces sources se caractérisent par une puissance d'émission très faible. Ceci exige l'optimisation de la procédure d'utilisation afin de profiter au maximum de cette puissance.

Dans les mesures SHR, l'objectif se traduit par l'obtention d'une qualité suffisante de l'imagerie. Cette qualité est principalement déterminée par la portée et la résolution du système d'imagerie, qui dépend directement du signal émis. Il est alors nécessaire de disposer d'outils qui permettraient d'estimer si les mesures sont effectuées de manière correcte, si le matériel est utilisé de manière optimale et si les objectifs de mesures seront atteints. L'opérateur du système doit pouvoir évaluer ces paramètres directement sur le terrain.

L'objectif principal de cette recherche est ainsi le développement d'une méthode et des outils d'optimisation du signal émis par la source vibratoire. La méthode et les outils doivent être utilisables directement sur le terrain.

Cet objectif nécessite la réalisation :

- d'une partie « logiciel » (*software*) : nous visons à concevoir une procédure qui permettra de choisir le signal source en fonction des objectifs de la mesure sismique. Cette procédure doit prendre en compte les conditions de terrain et les limitations économiques relatives aux mesures SHR. Elle doit être simple afin de pouvoir être dans les conditions de terrain mais efficace en termes de qualité des images sismiques obtenues. La procédure doit être implémentée dans un logiciel de pilotage de la source vibratoire. Ce logiciel permettra d'accéder à toutes les fonctionnalités de la PGOS (Procédure de Génération et d'Optimisation de Sweeps) ainsi que de contrôler la qualité des données sismiques. Il vient sans dire que le logiciel doit être convivial, surtout dans les conditions de terrain.
- D'une partie « matériel » (*hardware*) : Comme toute source de type vibratoire nécessite un pilotage externe, afin de pouvoir l'utiliser il est indispensable de concevoir et construire un système qui permettra le pilotage de la source. Ce système sera en effet un lien entre la partie « logiciel » et la source vibratoire. Il doit rendre possible l'application de la procédure de choix du signal. Il doit aussi être économiquement effectif et résistant aux conditions de terrain.

La réalisation de ces travaux de développement est présentée dans les Chapitres II et III décrits comme suit :

- **Chapitre II** se concentre sur les aspects théoriques de la génération du signal source. Nous avons choisi la technique de corrélation de données vibratoires pour sa simplicité et la possibilité d'application directement sur le terrain. Nous avons analysé en détail la relation entre la source et sa signature effective (ondelette de Klauder). Une partie de ce chapitre est consacrée à l'estimation de l'utilité des différents critères de la résolution sismique existants.
- **Chapitre III** décrit la réalisation pratique de la partie « logiciel » et « matériel ». Nous présentons d'abord les techniques de génération de signaux à balayage fréquentiel. Ensuite, le système de pilotage de la source vibratoire est présenté. Finalement, nous utilisons tous les développements décrits pour créer un logiciel qui assistera à l'opérateur dans le choix du signal source.

La vérification de la qualité du travail effectué peut se faire uniquement par les tests dans les conditions réelles. Nous visons à réaliser un système opérationnel. La validation expérimentale du système développé est présentée dans le **Chapitre IV**. Il s'agit de vérifier le fonctionnement correct de l'ensemble du système (la fiabilité du système, les problèmes d'ergonomie etc.). Les tests incluent aussi la vérification de la possibilité de choisir le signal source suivant une « fonction cible » dans les conditions réelles d'une expérimentation SHR.

La validation finale des développements a été effectuée lors de deux campagnes de mesures SHR ciblées sur la détection des cavités souterraines. Le système de pilotage et la procédure de choix du signal ont été utilisés afin d'optimiser la qualité de l'imagerie SHR.

- **Chapitre V** est consacré à la détection par la SHR des cavités salines situées à une profondeur de *150 à 200 m*. Il s'agissait de valider l'utilité de la source vibratoire par analyse comparative de la qualité d'imagerie avec celle obtenue d'autres sources traditionnelles (impulsionnelles).
- **Chapitre VI** décrit l'application de la méthode SHR et de la source vibratoire dans le contexte des marnières situées à des profondeurs de l'ordre de *30 à 50 m*. Ces travaux, effectués dans le contexte géologique et minier drastiquement différent par rapport aux cavités salines, permettent de vérifier le fonctionnement de la source et son utilité dans un contexte minier et géologique différent.

La Figure I.31 illustre le schéma des différentes étapes clefs des travaux réalisés.

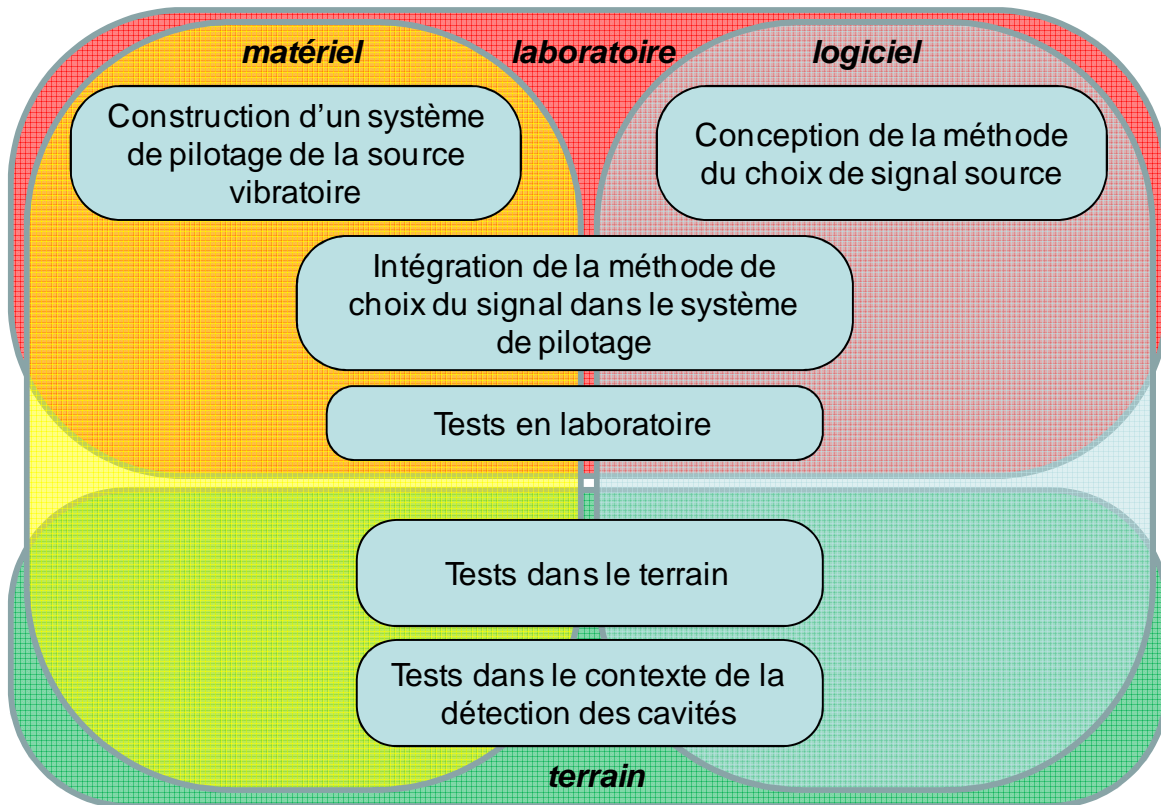


Figure I.31 : Organigramme des travaux de conception et de développement SHR

# CHAPITRE II

## THEORIE DE L'EMISSION DU SIGNAL PAR LES SOURCES VIBRATOIRES

*Ce chapitre est dédié à la présentation de la base théorique nécessaire à définir les principes du choix du signal source. Après le développement de la théorie générale relative à la génération et émission des signaux par les sources vibratoires, les dépendances entre le signal source et sa signature effective (ondelette de Klauder) sont analysées. Puis nous définissons les méthodes de calcul de la résolution associable à cette ondelette. Ensuite l'influence de la propagation et de l'acquisition sismique sur la forme de l'ondelette est analysée et les paramètres d'enregistrement sismique sont définis. Finalement sur la base des analyses nous présentons les principes de base pour la procédure de génération et émission des sweeps (PGOS).*

	Introduction.....	67
II.1	Théorie de base et objectifs.....	68
II.2	Ondelette de Klauder.....	74
II.3	Analyse de la forme de l'ondelette de Klauder.....	81
II.4	Résolution de l'ondelette de Klauder.....	97
II.5	Influence de la propagation sur la résolution.....	107
II.6	Conclusions.....	113





## Introduction

La conception méthodologique du choix du signal source nécessite une définition claire des objectifs à atteindre. Il est évident qu'un signal émis assurant la portée maximale du système d'imagerie sera différent de celui qui assure sa résolution maximale. Habituellement les objectifs sont bien précis e.g. nous ne cherchons pas un signal qui assurera la résolution maximale mais plutôt un signal qui permettra de distinguer deux couches géologiques données ou de détecter une cavité. Nous pouvons alors parler d'une **fonction cible** qui désignera les objectifs de manière quantitative.

Le caractère de ce travail n'est pas théorique mais appliqué. Pour cette raison, nous ne tentons pas de développer une méthodologie universelle pour le pilotage des sources vibratoires. Ce travail est concentré sur l'optimisation d'une source vibratoire portable, caractérisée par une énergie faible et une bande passante large du signal émis. Ensuite, toutes les étapes de la procédure du choix du signal doivent être réalisables directement sur le terrain. A noter que l'objectif de cette recherche est axée sur l'optimisation de la source pour une améliorer la résolution de l'image SHR, le traitement des données acquises est appliqué sans développement particulier. Cependant, la procédure de traitement doit être efficace pour rendre compte de l'apport des nouveaux développements réalisés au niveau de la source.

L'application immédiate des travaux réalisés était la détection des cavités souterraines par SHR. Comme mentionné dans le Chapitre I.4, ce type de mesures présente des exigences élevées quant à la qualité d'image, notamment en ce qui concerne sa résolution. Pour cette raison la notion de la résolution et ses divers aspects seront analysés exhaustivement dans ce chapitre. Les dépendances entre les paramètres du signal source et la qualité potentielle de l'image exprimée en termes de la résolution ont été analysées. Afin de décrire ces dépendances de manière quantitative, les paramètres du signal émis et les paramètres de l'image sismique sont spécifiquement définis. Ceci permettra d'évaluer les critères de choix du signal en vue de satisfaire la fonction cible.

## II.1 Théorie de base et objectifs

Le système d'acquisition sismique haute résolution peut être présenté comme suit (Figure II.1) :

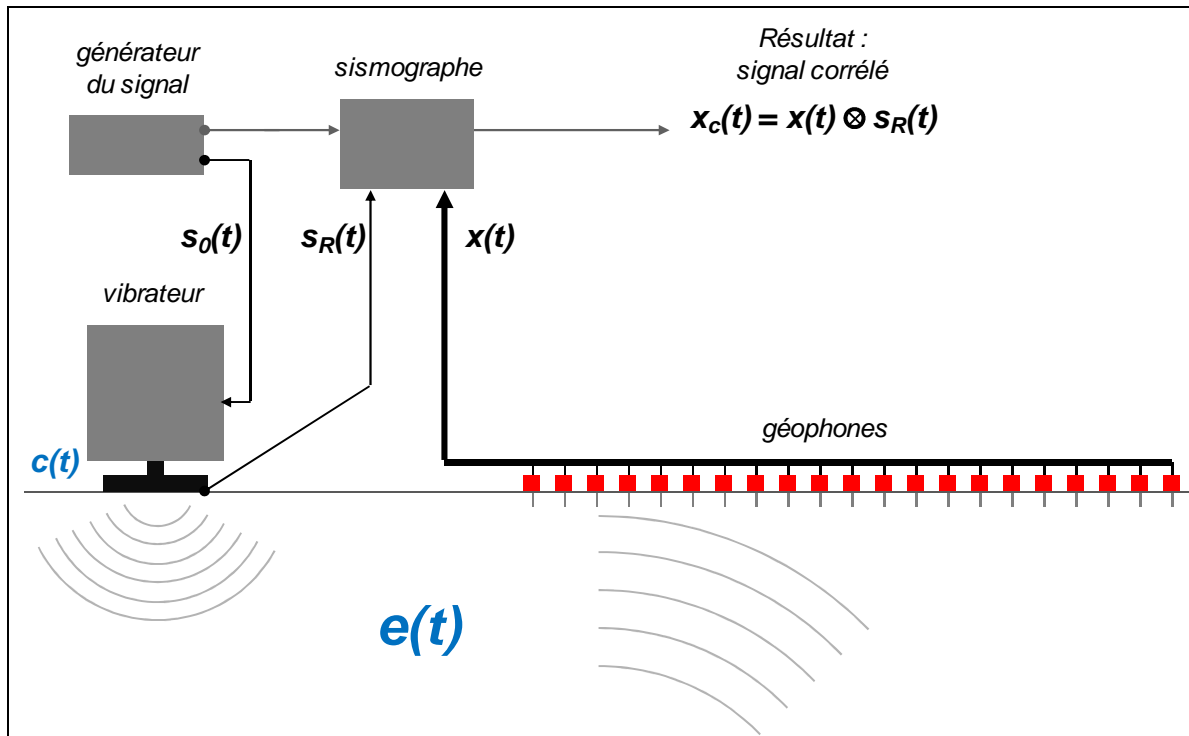


Figure II.1 : Schéma du système d'acquisition avec indication des signaux

Il est constitué d'un générateur de signaux, d'un mini-vibrateur et d'un dispositif d'acquisition (sismographe + antenne de géophones). Le problème posé peut être formulé de manière suivante : quels devraient être les paramètres signal source  $s_0(t)$  afin que la trace sismique corrélée  $x_c(t)$  retrace la fonction – cible (résolution ou portée souhaitées du système).

Le développement de la procédure pour le choix du signal émis par la source vibratoire nécessite en première abord une analyse de l'influence de ce signal sur l'enregistrement sismique i.e. sur les traces sismique. Nous allons développer cette analyse sur la base du **modèle convolutionnel** de la trace sismique, introduit dans le Chapitre I.1.4.

### II.1.1 Modèle convolutionnel de la trace sismique

La forme de l'onde sismique le long de son passage entre la source et le géophone est influencée par de différents phénomènes physiques. Rappelons que si certaines conditions sont satisfaites (cf. Chapitre I.1.4), il est possible de modéliser chacun de ces phénomènes par un **système linéaire invariant** dans le temps, assimilable à un filtre. Afin de faciliter la lecture, certaines formules introduites dans le Chapitre I.1.4 sont intentionnellement répétées.

Considérons la forme la plus générale de l'équation de la trace sismique  $x(t)$  en fonction du signal  $s_0(t)$  (Brouwer et Helbig, 1998) :

$$x(t) = s_0(t) * c(t) * r(t) * q(t) * g(t) + n_s(t) + n_r(t) \quad (\text{II.1})$$

Dans le domaine spectral l'équation (II.1) devient :

$$X(f) = R(f) \cdot Q(f) \cdot G(f) \cdot C(f) \cdot S_0(f) + N_s(f) + N_r(f) \quad (\text{II.2})$$

- $c(t)$  désigne la réponse impulsionnelle du couplage source - sol introduite dans le Chapitre I.5.2.2 et  $C(f)$  est sa caractéristique fréquentielle. Rappelons que cette fonction décrit la modification du signal provoqué par le couplage de la source avec le sol. Elle dépend de la source (ses propriétés mécaniques notamment) ainsi que des conditions de terrain (le type du sol). Pour cette raison il est difficile de décrire ses propriétés de manière générale.

En utilisant la fonction  $c(t)$  nous définissons le signal émis  $s_R(t)$  comme la modification du signal pilote  $s_0(t)$  par le couplage :

$$s_R(t) = s_0(t) * c(t) \quad (\text{II.3})$$

Le problème de la fonction de couplage  $c(t)$  est analysé dans le Chapitre III. Dans ce qui suit nous allons supposer que nous avons une maîtrise parfaite du signal  $s_R(t)$ .

- $r(t)$  désigne la **fonction de réflectivité** introduite dans le Chapitre I.1.4
- $q(t)$  est la réponse impulsionnelle d'un filtre qui modélise l'atténuation de la structure géologique. Le modèle simple d'atténuation (absorption et la dispersion sphérique) dans un matériau homogène constitue une approximation satisfaisante de la caractéristique de filtre. L'amplitude  $A(d)$  d'onde sismique à une distance  $d$  par rapport à la source peut être calculée comme suit :

$$A(d) = A_0 \cdot d^{-1} \cdot e^{-\alpha(f)d} \quad (\text{II.4})$$

$A_0$  est une constante, le terme  $d^{-1}$  correspond à la dispersion sphérique de l'onde, le terme  $e^{-\alpha(f)d}$  représente l'amortissement du matériau et  $\alpha$  est le **coefficient d'atténuation** du milieu. Pour les fréquences utilisés dans la sismique nous ce coefficient augmente linéairement avec la fréquence :

$$\alpha(f) = \frac{\pi}{Q \cdot v} \cdot f \quad (\text{II.5})$$

Le paramètre  $Q$  est connu comme **qualité** du matériau (Dobrin, 1976) :

Les équations (II.4) et (II.5) permettent de calculer l'amplitude d'onde qui a parcouru une distance dans un matériau homogène. Pour une structure comprenant  $k$  couches à  $Q$  différents il est nécessaire de remplacer le deuxième terme de l'équation II.4 par le coefficient apparent d'atténuation  $\alpha_{eff}$  :

$$\alpha_{eff}(f) \cdot d = \sum_{i=1}^k \alpha_i(f) \cdot d = \pi \cdot f \cdot d \cdot \sum_{k=1}^k \frac{1}{Q_k \cdot v_k} \quad (\text{II.6})$$

$$d = 2 \cdot \sum_{i=1}^k d_i$$

Finalement :

$$|Q(f, d)| \approx d^{-1} \cdot e^{-\alpha_{eff}(f)d} \quad (\text{II.7})$$

Notons que cette équation désigne uniquement le spectre d'amplitude. Afin de trouver la réponse impulsionnelle  $q(t, d)$  le résultat de l'équation (II.7) doit être complété par son terme de phase. L'approche permettant d'en calculer utilisé la condition de **causalité** de la fonction  $q(t, d)$  e.g. Aki et Richards (1980), Kuc (1981, 1983). La causalité est assurée lorsque le spectre de phase est lié au spectre d'amplitude à travers de la transformée d'Hilbert  $H\{\}$  :

$$\varphi_{q,d}(f) = H\{\ln(Q(f,d))\} \quad (\text{II.8})$$

La réponse impulsionnelle  $q(t,d)$  est alors calculée comme :

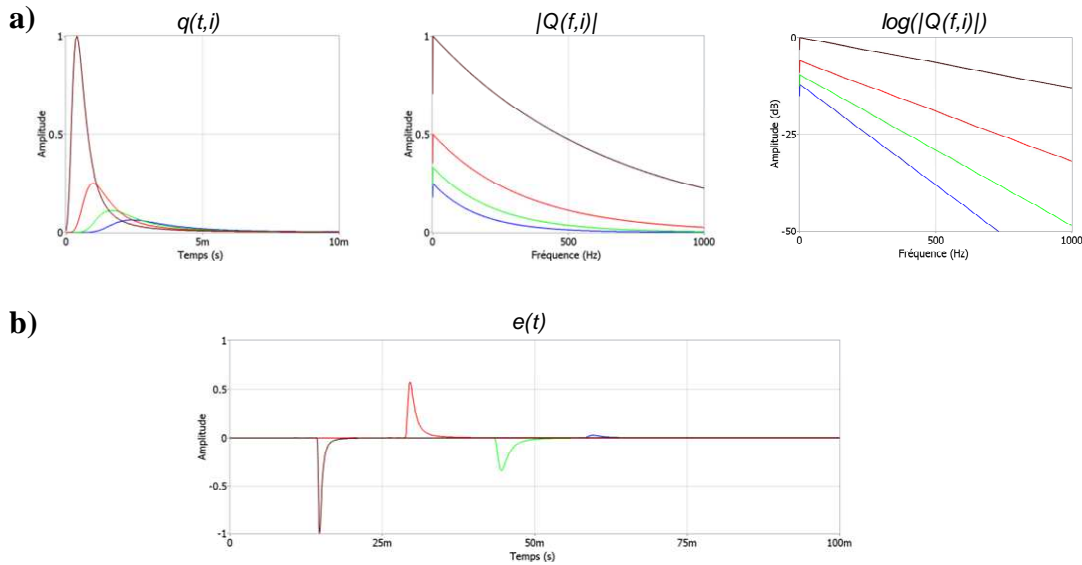
$$q(t,d) = \mathfrak{F}^{-1}\{Q(f,d)e^{-j\varphi(f,d)}\} \quad (\text{II.9})$$

où le symbole  $\mathfrak{F}^{-1}$  indique la transformation inverse de Fourier.

Si on admet que  $G(f) = 1$  (géophone parfait),  $S_R(f) = 1$  (émission de delta de Dirac  $\delta(t)$ ) et si le bruit est ignoré, la trace sismique devient

$$x(t) = r(t,d) * q(t,d) \quad (\text{II.10})$$

La trace sismique enregistrée dans des tels conditions idéales est appelée la **réponse de terre**  $e(t)$ . En associant la profondeur  $d$  à  $i$ -ième marqueur géologique, nous obtenons une fonction  $q(t,i)$  représentant l'atténuation pour chaque marqueur. Les exemples des fonctions  $q(t,i)$  obtenues par la transformation de Fourier inverse de  $Q(f,i)$  ainsi que la fonction  $e(t)$  correspondante, sont présentés sur la Figure II.2.



**Figure II.2 :** (a) Exemples des fonctions  $q(t,i)$  pour les valeurs de  $Q$  identiques et  $d$  variés, leurs spectres d'amplitude en échelle logarithmique et linéaire. ; (b) Fonction  $e(t)$  obtenue à partir des signaux  $q(t,i)$ .

Notons que  $q(f,i)$  est assimilable à un filtre passe-bas dont la fréquence de coude est proportionnelle au produit  $\alpha d$ . Ainsi, plus la distance parcourue par l'onde est grande et plus l'amortissement du matériau est élevée, plus l'atténuation du signal est importante.

La trace sismique  $x(t)$  est affectée par deux types de bruit :

- $n_S(t)$  désigne le **bruit cohérent** (*coherent noise* ou *source-generated noise*) i.e. dépendant de la source. Ce bruit est la fonction du signal émis par la source  $s_R(t)$  et il serait théoriquement possible de construire une fonction  $e_S(t)$  similaire à la réponse de terre  $e(t)$  telle que :

$$n_S(t) = e_S(t) * s_R(t) \quad (\text{II.11})$$

- $n_R(t)$  désigne le **bruit aléatoire** ou **incohérent** (*random noise* ou *non-coherent noise*) i.e. non corrélé avec le signal émis par la source. Ce bruit est ajouté à la trace sismique et est du à trois phénomènes principaux : (i) bruit électromagnétique affectant le signal électrique enregistré (ii) bruit acoustique ambiant (vent, pluie etc.) (iii) bruit provoqué par le signal émis mais non corrélé avec celui-ci (e.g. diffusion de l'onde sur les inhomogénéités proches de la surface).

La discussion ci-dessus permet d'écrire l'équation II.1 dans une forme plus simple :

$$x(t) = e(t) * s_R(t) + n_S(t) + n_R(t) \quad (\text{II.12})$$

$$X(f) = E(f) * S_R(f) + N_S(f) + N_R(f) \quad (\text{II.13})$$

Si nous négligeons le bruit, la forme de la trace sismique dépend uniquement : (i) des propriétés de terrain ( $e(t)$ ,  $n_S(t)$ ,  $n_R(t)$ ), et (ii) du signal émis  $s_R(t)$ . S'il n'est pas possible de changer (i), la source vibratoire permet de modifier (ii).

### II.1.2 La corrélation croisée et ondelette de Klauder

Conformément au Chapitre I.5.3, il existe plusieurs opérations mathématiques permettant un traitement de la trace sismique produite par une source vibratoire en vue d'extraire l'information sur la fonction  $e(t)$ . Nous avons choisi d'utiliser l'opération la plus répandue i.e. la **corrélation croisée** (*cross correlation*) du signal enregistré  $x(t)$  avec le signal émis  $s_R(t)$  :

$$x_C(t) = x(t) \otimes s_R(t) = (e(t) * s_R(t) + n_S(t) + n_R(t)) \otimes s_R(t) \quad (\text{II.14})$$

$$X_C(f) = X(f) \otimes S_R(f) = (E(f) * S_R(f) + N_S(f) + N_R(f)) \otimes S_R(f) \quad (\text{II.15})$$

$x_C(t)$  est la **trace corrélée** dont la forme ressemble à une trace obtenue avec une source impulsionnelle. Cependant, il y a certaines différences que nous allons détailler plus tard. L'ensemble des traces corrélées est souvent appelé **vibrogramme** par analogie au sismogramme. Nous pouvons développer l'équation (II.14) comme suit :

$$\begin{aligned} x_C(t) &= (e(t) * s_R(t)) \otimes s_R(t) + (n_S(t) + n_R(t)) \otimes s_R(t) \\ &= e(t) * k_R(t) + n_{SC}(t) + n_{RC}(t) \end{aligned} \quad (\text{II.16})$$

$$\begin{aligned} X_C(f) &= (E(f) * S_R(f)) \cdot S_R(f) + (N_S(f) + N_R(f)) \cdot S_R(f) \\ &= E(f) \cdot K_R(f) + N_{SC}(f) + N_{RC}(f) \end{aligned} \quad (\text{II.17})$$

$n_{RC}(t)$  et  $n_{SC}(t)$  désignent les bruits, aléatoire et cohérent respectivement, après la corrélation avec le signal émis, et  $k_R(t)$  est la fonction d'autocorrélation du signal émis  $s_R(t)$ .

Le signal  $k_R(t)$  dans l'équation (II.16) est équivalent au signal émis  $s_R(t)$  de l'équation (II.12) i.e. après la corrélation de la trace,  $k_R(t)$  devient le signal émis. Ce signal « artificiel » est connu comme **ondelette de Klauder** » et est défini comme suit :

$$k_R(t) = s_R(t) \otimes s_R(t) = \int_{-T}^T s_R(\tau) * s_R(t + \tau) d\tau = s_R(t) * s_R(-t) \quad (\text{II.18})$$

L'ondelette  $k_R(t)$  est définie sur l'intervalle de temps  $< -T, T >$ ,  $T$  étant la durée du signal  $s_R(t)$ . Elle est ainsi **non-causale** i.e. il existe des valeurs non nuls pour le temps  $t < 0$ .

Le développement de l'équation (II.18) dans le domaine fréquentiel donne :

$$K_R(f) = \mathfrak{F}\{s_R(t) \otimes s_R(t)\} = S_R(f) * S_R^*(f) = |S(f)|^2 \quad (\text{II.19})$$

Le spectre du signal  $k_R(t)$  est le carré du spectre d'amplitude du signal  $s_R(t)$ . Par conséquent, deux signaux à spectres d'amplitude identiques auront les ondelettes de Klauder identiques. De plus, le spectre de phase de  $k_R(t)$  est nul (signal zéro-phase).

L'ondelette de Klauder  $k_R(t)$  correspond au signal émis par la source vibratoire  $s_R(t)$ . Nous avons défini ce signal émis comme le signal d'excitation de la source  $s_0(t)$  déformé par le couplage source - sol  $c(t)$ . Nous pouvons alors définir l'ondelette de Klauder **idéale** qui correspond au signal  $s_0(t)$  :

$$k_0(t) = s_0(t) \otimes s_0(t) = s_0(t) * s_0(-t) \quad (\text{II.20})$$

Les ondelettes  $k_0(t)$  et  $k_R(t)$  sont liées par la fonction de couplage source - sol :

$$k_R(t) = s_R(t) \otimes s_R(t) = s_0(t) * c(t) * s_0(-t) * c(-t) = k_0(t) * c_c(t) \quad (\text{II.21})$$

$$K_R(f) = S_R(f) \cdot S_R(f) = S_0(f) \cdot C(f) \cdot (S_0(f) \cdot C(f))^* = K_0(f) \cdot |C(f)|^2 \quad (\text{II.22})$$

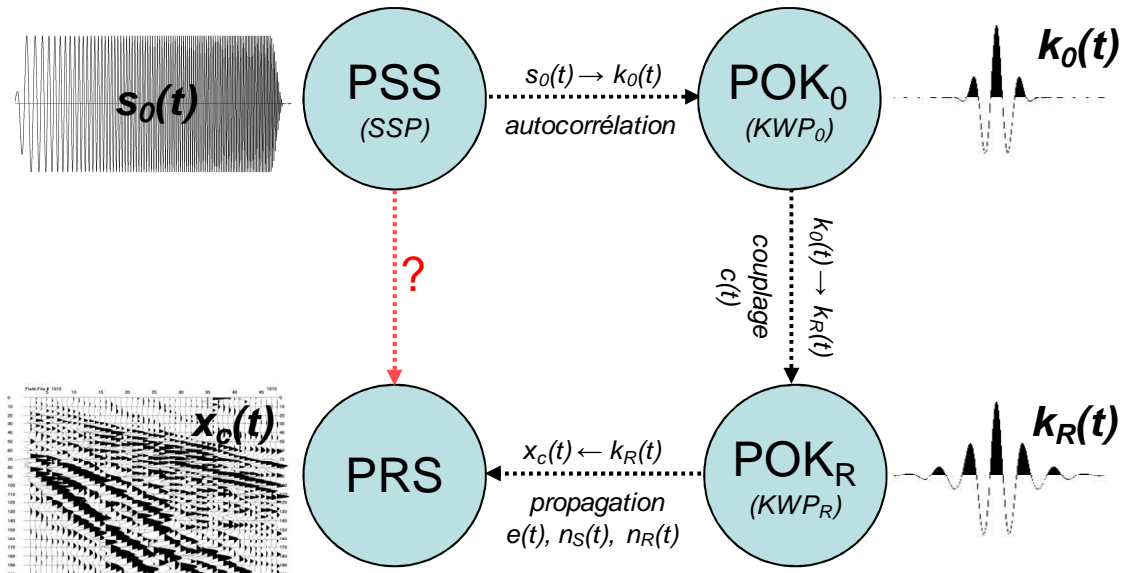
où  $c_c(t)$  est l'autocorrélation de la fonction de couplage  $c(t)$ .

### II.1.3 Objectifs du chapitre

Vu la discussion précédente, ce sont les propriétés de  $k_R(t)$  qui décideront la forme de la trace sismique, sa résolution notamment. D'autre part,  $k_R(t)$  est une fonction du signal source  $s_0(t)$  et du couplage  $c(t)$ . Pour les besoins de notre travail nous définissons :

- Paramètres du signal source : **PSS** pour le signal  $s_0(t)$ .
- Paramètres de l'ondelette de Klauder : **POK<sub>0</sub>** pour le signal  $k_0(t)$  et **POK<sub>R</sub>** pour le signal  $k_R(t)$ .
- Paramètres d'enregistrement sismique : **PRS** pour le signal  $x_c(t)$ .

Figure II.3 présente de manière schématique la conversion du signal d'excitation du vibreur  $s_0(t)$  en une trace corrélée  $x_c(t)$ .



**Figure II.3 :** Illustration schématique de la conversion du signal source  $s_0(t)$  en enregistrement sismique  $x_c(t)$ .

Le signal généré  $s_0(t)$  pilote la source. Ce signal est équivalent à l'ondelette de Klauder « idéale »  $k_0(t)$ . Le couplage  $c(t)$  modifie l'ondelette en résultant en ondelette effectivement

émise  $k_R(t)$ . Ensuite, la propagation de l'onde résulte en trace corrélée  $x_C(t)$ . Le symbole « ? » symbolise la question : quel  $s_O(t)$  choisir afin que  $x_C(t)$  remplisse nos objectifs ?

Dans ce chapitre nous allons définir les paramètres pour ces différentes étapes d'acquisition (PSS, POK et PRS) et nous allons proposer une méthodologie permettant de comprendre les dépendances entre ces paramètres. Ceci permettra ensuite de proposer une procédure de choix du signal  $s_O(t)$  permettant d'obtenir la trace sismique satisfaisant « la fonction cible » définie comme la résolution ou la portée de l'imagerie.

Nous allons nous intéresser en premier des dépendances entre le signal source  $s_R(t)$  et l'ondelette de Klauder  $k_R(t)$ . Pour cette analyse nous allons supposer que  $s_O(t) = s_R(t) = s(t)$  et  $k_O(t) = k_R(t) = k(t)$ . Le problème de la fonction de couplage sera analysé dans le Chapitre III.

Les travaux existants sur l'optimisation de la source vibratoire présentent différentes approches. Le choix approprié de l'ondelette de Klauder a été évoqué par exemple par Goupillaud (1976) ou Cunningham (1979).

Une autre approche à l'optimisation consiste à négliger l'influence de l'ondelette de Klauder. Ceci suppose que l'ondelette soit supprimée des traces sismiques par des opérations supplémentaires (surtout par une déconvolution de toute sorte) et ce qui compte vraiment, c'est le rapport signal/bruit des signaux réfléchis. La procédure de l'optimisation concerne alors un signal à balayage fréquentiel, conçu de manière à compenser les phénomènes qui peuvent dégrader le rapport signal/bruit. Bien évidemment, le phénomène le plus important et omniprésent est l'atténuation qui présente le caractère du filtre passe – bas. L'optimisation consiste alors à utiliser un sweep qui assurera l'émission de l'énergie plus importante pour les fréquences plus élevées. L'utilisation des sweeps non linéaires, décrite par exemple par Gurbuz (1972) ou par Pritchett (1994) permet de compenser l'atténuation du signal sismique.

L'approche plus sophistiquée a été présentée par Tyapkin et Robinson (2003). Selon leurs travaux, si le choix du sweep doit compenser la dégradation éventuelle de la qualité de données dans la génération d'un signal, il faudrait prendre en compte tous les phénomènes qui surviennent entre l'émission et réception de l'onde sismique. De plus, il faut aussi prendre en compte le traitement du signal qui est utilisé puisque certaines procédures affectent le signal aussi. Une procédure sophistiquée du calcul de la distribution de l'énergie dans le spectre du signal est alors proposée.

La méthode de Brouwer et al. (1997), développé dans le cadre des mesures sismiques de haute résolution adopte une approche dans le même esprit mais une méthodologie différente. Elle consiste à utiliser une analyse paramétrique des enregistrements sismiques afin de déterminer les paramètres nécessaires pour optimiser certains paramètres de l'image sismique. Cette approche est simple et élégante, elle constituera alors la base de la recherche sur le choix du signal source. Néanmoins, contrairement à l'approche originelle, nous n'allons pas négliger l'influence de l'ondelette de Klauder sur la trace sismique.

## II.2 Ondelette de Klauder

Les paramètres quantitatifs de la signature effective de la source – ondelette de Klauder  $k(t)$  sont définis comme les **Paramètres d'Ondelette de Klauder (POK)**. Cependant, avant de définir les POK, il convient de présenter la forme typique du signal  $k_R(t)$  qui est l'autocorrélation du signal émis  $s(t)$ . Dans le paragraphe I.5.2.1 nous avons déjà introduit la notion du signal à balayage fréquentiel (*sweep* ou *chirp*). Rappelons que :

$$\begin{aligned} s(t) &= A(t) \cdot \cos(\phi(t)) \\ \phi(t) &= 2 \cdot \pi \cdot \int_0^t f(\tau) d\tau + \phi \end{aligned} \quad (\text{II.23})$$

- $A(t)$  désigne l'amplitude instantanée du sweep. Nous pouvons associer cette fonction à l'enveloppe du signal  $s_R(t)$ .
- $\phi(t)$  désigne la phase instantanée du sweep, calculée à partir de la fréquence instantanée  $f(t)$ .

Si  $A(t) = I$  et  $f(t) = a \cdot t$  ( $a$  étant une constante), le signal  $s(t)$  devient le **sweep linéaire**. Ce signal est souvent utilisé comme le signal de référence dans le contexte des sources vibratoires (e.g. Goupillaud, 1976 ou Pritchett, 1994). Un signal défini par la formule (II.23) devient un sweep linéaire quand :

$$f(t) = f_{\min} + \frac{(f_{\max} - f_{\min}) \cdot t}{T} \quad (\text{II.24})$$

$f_{\min}$  et  $f_{\max}$  sont respectivement les fréquences minimale et maximale du balayage fréquentiel et  $T$  est la durée du signal.

L'équation (II.24) peut être écrite de manière alternative :

$$f(t) = f_0 - \frac{B}{2} + B \cdot \frac{t}{T} \quad (\text{II.25})$$

$B$  est la bande fréquentielle et  $f_0$  est la fréquence centrale du balayage.

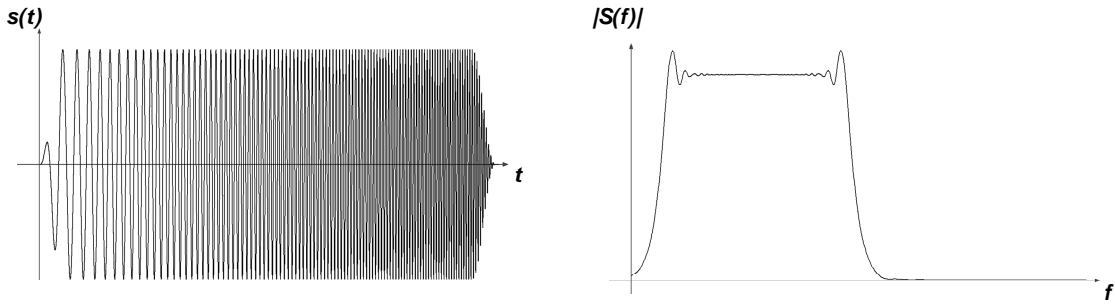
Si  $T \cdot B \gg 1$  le spectre d'amplitude  $|S(f)|$  d'un sweep linéaire  $s(t)$  peut être approximé par l'équation :

$$\begin{aligned} |S(f)| &\approx a \cdot \frac{T}{B} \cdot \Pi(B, f_0) \\ \Pi(B, f_0) &= u\left(f - \left(f_0 - \frac{B}{2}\right)\right) \cdot u\left(\left(f_0 + \frac{B}{2}\right) - f\right) \end{aligned} \quad (\text{II.26})$$

$u(f)$  est la fonction de Heaviside et  $a$  est une constante. La fonction  $\Pi(t)$  est appelée une fonction *Boxcar* ou fonction porte (cf. §I.2.1).

En pratique, la valeur du produit  $T \cdot B$  se manifeste dans le spectre  $|S(f)|$  sous forme des ondulations aux extrémités. Ceci est similaire à l'effet de Gibbs dans les signaux temporels. L'exemple d'un sweep et son spectre d'amplitude sont présentés sur la Figure II.4.





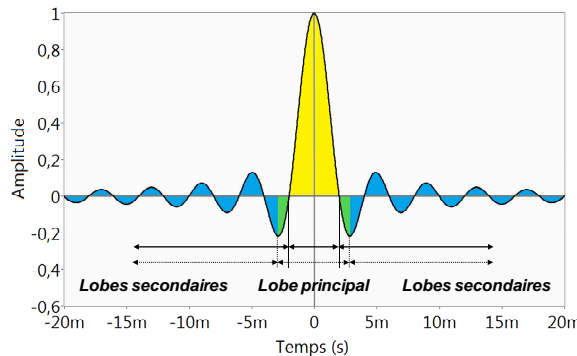
**Figure II.4** Exemple d'un signal à balayage fréquentiel et son spectre d'amplitude.  $T \cdot B = 100$ .

Equation (II.26) indique une propriété importante du sweep linéaire : les paramètres du spectre (bande fréquentielle  $B$  et fréquence centrale  $f_0$ ) introduits dans le paragraphe I.1.2.1, peuvent être directement déduits à partir des paramètres temporels ( $f_{min}$  et  $f_{max}$ ).

L'autocorrélation d'un sweep linéaire (ondelette de Klauder) possède une solution analytique (Misaridis et Jensen, 2005b).

$$k_R(t) = T \cdot \cos(2\pi \cdot f_0 \cdot t) \cdot \frac{\sin\left(\left(1 - \frac{|t|}{T}\right) \cdot \pi \cdot B \cdot t\right)}{\pi \cdot B \cdot t} \quad (\text{II.27})$$

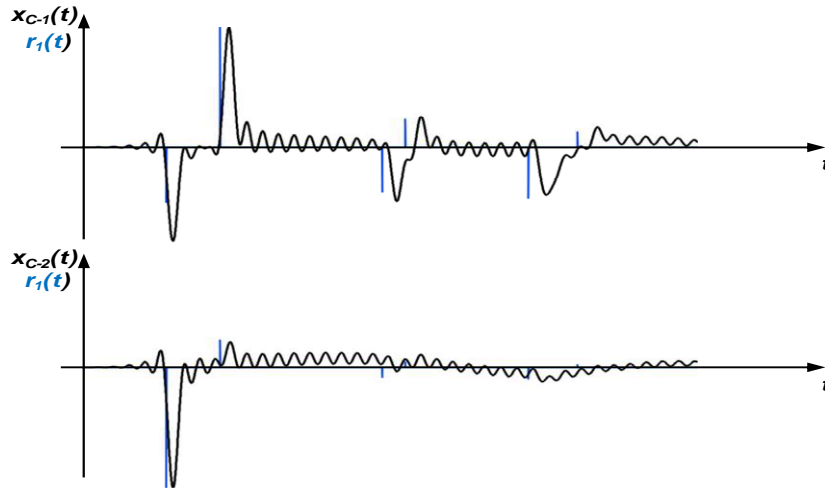
Un exemple de l'ondelette définie par équation ci-dessus est illustré sur la Figure II.5 :



**Figure II.5 :** Ondelette de Klauder (normalisée) pour un sweep linéaire  $f_{min} = 10$  Hz et  $f_{max} = 250$  Hz. En jaune le lobe principal, en bleu les lobes secondaires. Les zones en vert peuvent être considérées comme la partie de lobe principal.

Nous pouvons distinguer deux parties de l'ondelette : **lobe principal** et **lobes secondaires** qui constituent le bruit de corrélation. Il existe plusieurs définitions du lobe principal, mais en général on le désigne comme la partie du signal comprise entre les deux minima avoisinant le maximum pour  $t = 0$  (e.g. Goupillaud, 1976).

Afin d'illustrer l'influence d'ondelette de sur la trace sismique, considérons deux structures géologiques composés de 7 couches chacune dont la première se caractérise par les contrastes d'impédances élevée entre les couches. Deux fonctions  $e_1(t)$  et  $e_2(t)$  correspondantes ont été générées (Eq. II.10) et deux traces  $x_{C-1}(t)$  et  $x_{C-1}(t)$  ont été calculées en utilisant l'ondelette de Klauder de la Figure II.5 (le bruit aléatoire est négligé). Le résultat est présenté sur la Figure II.6.



**Figure II.6 :** Deux traces synthétiques obtenues avec l'ondelette de la Figure II.5. Les fonctions de réflectivité  $r_1(t)$  (coefficients de réflexion forts) et  $r_2(t)$  (coefficients de réflexion faibles) sont représentées par les pics bleus. La compensation simple de la dispersion sphérique a été appliquée aux traces.

La fonction  $e_1(t)$  correspond à une structure dont les coefficients de réflexion sont comparables. Notons que dans ce cas, la trace  $x_{C-1}$  permet d'identifier facilement les marqueurs, la durée du lobe principal de l'ondelette de Klauder étant plus courte que l'espacement entre les réflecteurs. En revanche,  $e_2(t)$  correspond à une structure dont la première réflexion est beaucoup plus forte que les réflexions suivantes. Par conséquent, la trace  $x_{C-2}(t)$ , pourtant obtenue avec le même signal  $k(t)$ , ne permet d'identifier que la première réflexion, même la deuxième réflexion est à niveau comparable avec les lobes secondaires de l'ondelette.

Cet exemple basique démontre que la forme d'ondelette de Klauder devrait être adaptée au problème. En effet, la présence des lobes secondaires est souvent négligée, pourtant ils sont susceptibles de changer les résultats des mesures. Sur le terrain, *a priori*, inconnu, l'opérateur devrait alors chercher une forme de  $k(t)$  qui permettra d'obtenir les paramètres satisfaisants d'image.

Le lobe principal (correspondant à une impulsion émise par une source impulsionnelle) constitue alors le **signal utile** alors que les lobes secondaires constituent la **partie inutile** : le bruit de corrélation. Le but de la définition des paramètres d'ondelette de Klauder sera alors de répondre à la question : quels sont les paramètres de l'ondelette idéale ?

## II.2.1 Paramètres d'ondelette de Klauder (POK)

Afin de décrire les propriétés des ondelettes de Klauder, nous allons les caractériser par un jeu de paramètres. Pour les besoins de cette analyse, on considérera trois groupes des paramètres : simples, spectraux et autres.

### II.2.1.1 Paramètres simples (temporels)

Ces paramètres peuvent être mesurés directement sur l'ondelette de Klauder suivant l'illustration sur la Figure II.7 :

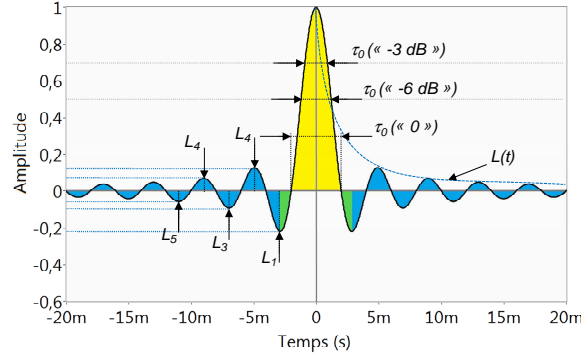


Figure II.7 : Paramètres simples d'ondelette de Klauder.

- $\tau_0$  : Largeur du lobe principal. Elle peut être définie au niveau  $-3 \text{ dB}$  ( $0,707$ ) ou  $-6 \text{ dB}$  ( $0,5$ ) par rapport à l'amplitude maximale (critères «  $-3 \text{ dB}$  » et «  $-6 \text{ dB}$  »). Elle peut aussi être définie comme le temps entre les deux zéros de  $k(t)$  avoisinant le  $t = 0$  (critère «  $0$  »). En pratique toutes ces valeurs sont équivalentes (i.e. pour deux ondelettes celle avec  $\tau_0$  mesuré à niveau  $-3 \text{ dB}$  plus grande aura aussi  $\tau_0$  mesuré à niveau  $-6 \text{ dB}$  plus grande). De plus, on peut supposer que  $\tau_0$  («  $3\text{dB}$  »)  $\approx 2 \tau_0$  («  $3\text{dB}$  »).
- $L_n$  : Niveau du n-ième lobe secondaire par rapport à la valeur maximale de l'ondelette. Nous allons exprimer sa valeur absolue, en décibels. Nous allons considérer la première valeur négative de l'ondelette comme le lobe numéro 1.
- $L(t)$  : Fonction qui décrit l'évanescence ou amortissement (i.e. la diminution de  $L_n$  en fonction du temps  $t$ ) des lobes secondaires. Dans la plupart de cas nous utilisons la notation  $1/t^m$ , alors  $m$  plus élevé signifie une évanescence des lobes plus rapide.
- $A_{\max}$  : Amplitude maximale de l'ondelette.

### II.2.1.2 Paramètres fréquentiels

Ces paramètres sont calculés à partir de spectre d'amplitude de l'ondelette, suivant l'illustration sur la Figure II.8 :

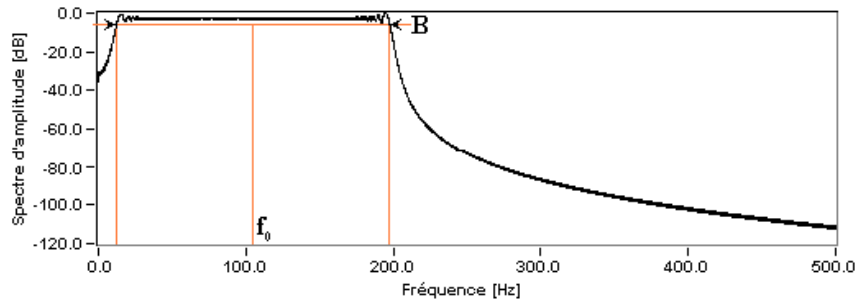


Figure II.8 : Paramètres fréquentiels d'ondelette de Klauder.

- $B$  : Bande fréquentielle occupée par l'ondelette (définie pour le spectre positif i.e. pour  $f > 0$ ). Pour le spectre Boxcar de la Figure II.8 le calcul de la bande fréquentielle est très simple. Pour les spectres dont la forme est irrégulière, il convient de calculer la bande fréquentielle équivalente (cf. §I.2.1, équation I.33) :

$$B = \frac{A_{\max}}{2 \cdot E} \quad (\text{II.28})$$

où  $A_{\max} = k(0)$  est l'amplitude maximale de l'ondelette et  $E$  est son énergie :

$$E = \int_{-T}^T |k(t)|^2 dt \quad (\text{II.29})$$

$T$  étant la durée du signal  $s(t)$ .

- $f_0$  : Fréquence dominante (ou *centrale*) du spectre (pour  $f > 0$ ). Pour un spectre Boxcar elle est définie comme la moyenne arithmétique des fréquences  $f_{min}$  et  $f_{max}$  :

$$\int_{-\infty}^{f_0} |K(f)|^2 df = \int_{f_0}^{\infty} |K(f)|^2 df \quad (\text{II.30})$$

Pour un spectre plus complexe on peut l'estimer comme la fréquence qui satisfait la condition :

$$\int_{-\infty}^{f_0} |K(f)|^2 df = \int_{f_0}^{\infty} |K(f)|^2 df \quad (\text{II.31})$$

Ceci revient au calcul du *moment normalisé d'ordre 1* du spectre :

$$f_0 = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f \cdot K_R(f) df}{\int_{-\infty}^{\infty} K_R(f) df} \quad (\text{II.32})$$

Il est bien connu (cf. Eq. II.27) que pour une ondelette à phase zéro,  $f_0$  est inversement proportionnelle à la largeur du lobe principal (mesurée au niveau « 0 ») :

$$f_0 \approx \frac{1}{2 \cdot \tau_0} \quad (\text{II.33})$$

### II.2.1.3 Autres paramètres

Ces paramètres ne peuvent être mesurés directement mais nécessitent un calcul additionnel :

- $E$  : Energie de l'ondelette (Eq. II.29). A ne pas confondre avec l'énergie du signal  $s(t)$ .
- $B_n$  : Bande normalisée d'ondelette (appelée aussi *bande relative*) :

$$B_n = \frac{B}{f_0} \quad (\text{II.34})$$

On exprime souvent les valeurs de  $B_n$  en (%). Elle est comprise entre 0 (pour  $B = 0$ ) et 200% ( $B = 2f_0$ ).

- $SNR_a$  : Rapport signal/bruit d'autocorrélation. Calculée comme rapport d'énergie du lobe principal (signal) et le bruit d'autocorrélation (lobes secondaires). Le bruit d'autocorrélation agit comme le bruit ajouté sur le signal reçu.
- $A_{b-u}(t)$  : Intégrale d'amplitude de l'ondelette. (*integral amplitude built-up of wavelet*). Elle est définie comme (Gutowski et al., 2002) :

$$A_{b-u}(t) = \int_{-T}^t k_R(\tau) d\tau \quad (\text{II.35})$$

L'amplitude intégrale est un moyen de donner l'information sur la concentration d'énergie d'ondelette autour de  $t = 0$ . En pratique on pose  $-T$  de l'ordre  $20 - 50\tau_0$ .

- $t_{diff}$  : Temps de différence de la fonction  $A_{b-u}(t)$ . Il est défini comme la différence du temps de maximum de la fonction  $A_{b-u}(t)$  et du temps pour lequel  $A_{b-u}(t)$  voit sa valeur égale à 0,5 de valeur maximale. Les paramètres  $A_{b-u}(t)$  et  $t_{diff}$  sont illustrés sur la Figure II.9.

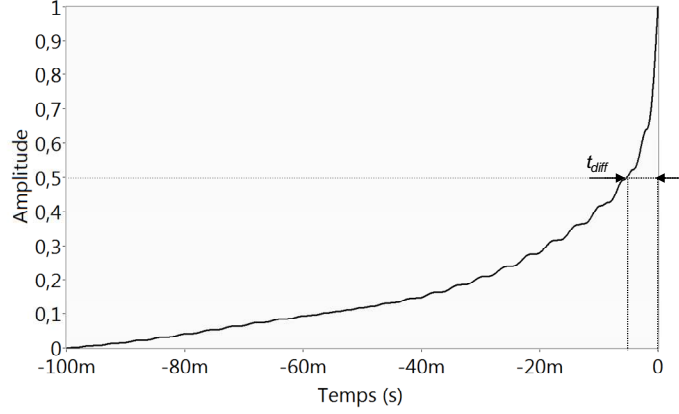


Figure II.9 : Intégrale d'amplitude de l'ondelette de Klauder  $A_{b-u}(t)$  et le temps  $t_{diff}$ .

- $P_a$  : Puissance de résolution (resolving power). Ce paramètre déjà mentionné a été introduit par Widess (1982). Il est défini comme suit :

$$P_a = \frac{A_{\max}^2}{E} = 2 \cdot B \quad (\text{II.36})$$

Ce paramètre peut alors être considéré comme une autre mesure du rapport entre la partie utile d'ondelette et la partie inutile (correspondant alors à  $SNR_a$ ).

- $L_T$  : durée effective (length of the wavelet). Ce paramètre a été introduit par Berkhout (1984) comme l'estimation de la résolution de l'ondelette. Il est défini comme son moment d'ordre deux :

$$L_T = \sqrt{\frac{\int (t - t_0)^2 \cdot k_R^2(t) dt}{\int k_R^2(t) dt}} = \sqrt{\frac{\int t^2 \cdot k_R^2(t) dt}{\int k_R^2(t) dt}} \quad (\text{II.37})$$

(Pour une ondelette à phase zéro  $t_0 = 0$ ). On peut considérer le paramètre  $L_T$  comme la mesure quantitative de la « compacité » de l'ondelette i.e. de la concentration de ses valeurs autour de centre de l'ondelette, similairement à  $t_{diff}$ .

## II.2.2 Ondelette idéale

Il est évident que les meilleurs résultats au niveau de la reproduction de la fonction  $e(t)$  seront atteints lorsque ondelette de Klauder est une impulsion delta de Dirac :  $k_R(t) = \delta(t)$ .

Le jeu des paramètres **POK** est redondant et afin d'imposer la ressemblance entre  $k_R(t)$  et  $\delta(t)$  il suffit de donner trois conditions :

$$\begin{aligned} \tau_0 &\rightarrow 0 \\ L_n &\rightarrow 0 \\ L(t) &\rightarrow 0 \end{aligned} \quad (\text{II.38})$$

Le spectre de la « fonction »  $\delta(t)$  est donné par l'équation :

$$\mathfrak{F}\{\delta(t)\} = 1 \quad (\text{II.39})$$

Les paramètres fréquentiels de l'ondelette  $\delta(t)$  seront alors suivants :

$$\begin{aligned} B &\rightarrow \infty \\ f_0 &\rightarrow \infty \end{aligned} \quad (\text{II.40})$$

Le Tableau II.1 résume les valeurs de tous les paramètres d'ondelette de Klauder en cas idéal, c'est-à-dire si ondelette serait une impulsion de Dirac.

**Tableau II.1** Paramètres idéaux d'ondelette de Klauder.

Paramètre d'ondelette de Klauder $k(t)$		Valeur idéale ( $k(t) \rightarrow \delta(t)$ )
Largeur du lobe principal	$\tau_0$	$\tau_0 \rightarrow 0 \text{ s}$
Niveaux des lobes secondaires	$L_n$	$L_n \rightarrow 0 \text{ } (-\infty \text{ dB})$
Amortissement des lobes secondaires	$L(t)$	$L(t) \rightarrow 1/t^\infty \text{ } (\rightarrow 0)$
Bande fréquentielle	$B$	$B \rightarrow \infty$
Fréquence centrale (dominante)	$f_0$	$f_0 \rightarrow \infty$
Bande normalisée	$B_n$	Indéterminée ( $B \rightarrow \infty$ et $f_0 \rightarrow \infty$ )
Puissance de résolution	$P_a$	$P_a \rightarrow \infty$
Durée effective	$L_T$	$L_T \rightarrow 0$
Intégrale d'amplitude	$A_{b-u}(t)$	$A_{b-u}(t) \rightarrow u(t)$ (fonction unitaire ou fonction de Heaviside)
Temps de différence	$t_{diff}$	$t_{diff} \rightarrow 0$
Energie	$E$	$\infty$

Dans ce qui suit, nous allons analyser en détail les dépendances entre le signal émis  $s_R(t)$  et l'ondelette de Klauder  $k_R(t)$  afin de mieux comprendre comment les POK dépendent des PSS. Ceci permettra de répondre à la question : quel sont les paramètres du signal émis  $s_R(t)$  qui assureront l'ondelette  $k_R(t)$  optimale ?

### II.3 Analyse de la forme de l'ondelette de Klauder

Les lobes secondaires de l'ondelette de Klauder dégradent la qualité de la trace sismique et par conséquent, la qualité de l'image. Plusieurs auteurs ont publié les travaux portant sur la réduction des lobes secondaires de l'ondelette e.g. Goupillaud (1976), Cunningham (1979). Cependant, le problème des lobes secondaires a un contexte plus large que la sismique réflexion, on trouve des travaux consacrés à cette thématique concernant d'autres applications de l'imagerie e.g. Misaridis et Jensen (2005a, 2005b) analysent le problème dans le domaine l'imagerie ultrasonore et Gutowski et al (2002) dans le domaine de l'imagerie sismique marine.

Avant toute tentative de modification de ce signal en vue de réduction des lobes secondaires, il est indispensable de comprendre quelle est leur origine. Autrement dit, nous nous intéressons de la relation entre le signal émis et la forme de l'ondelette de Klauder.

Comme  $k(t)$  est le résultat de l'autocorrélation du signal  $s(t)$ , le spectre  $K(f)$  est le carré du spectre d'amplitude  $|S(f)|$ . Ceci signifie que l'analyse des dépendances **PSS**  $\leftrightarrow$  **POK** que nous allons présenter se réduit à l'analyse de la dépendance  **$K(f) \leftrightarrow k(t)$** .

La transformation de Fourier d'un signal  $s(t)$  résulte en fonction complexe de la fréquence  $S(f) = |S(f)| \cdot e^{j\varphi}$  (la **transformée de Fourier**). Rappelons que cette fonction existe aussi pour les fréquences négatives. Pour un signal réel, la transformée de Fourier possède deux propriétés (e.g. Max et Lacoume, 2000) :

- Le spectre d'amplitude est pair (symétrique par rapport à  $f = 0$ ) :

$$\forall f (f \in \langle -\infty, \infty \rangle \Rightarrow |S(f)| = |S(-f)|) \quad (\text{II.41})$$

- Le spectre de phase est impair :

$$\forall f (f \in \langle -\infty, \infty \rangle \Rightarrow \varphi_s(f) = -\varphi_s(-f)) \quad (\text{II.42})$$

La propriété (II.42) n'est pas importante pour une ondelette  $k_R(t)$  puisque son spectre de phase est nul pour toutes les fréquences. En tenant compte la propriété (II.41) nous pouvons conclure que  $K(f)$  est toujours une fonction **réelle, non négative et paire**.

Afin que le spectre  $K(f)$  soit réalisable (i.e. afin que  $k(t)$  corresponde à un signal physiquement réalisable), le **support** de cette fonction (la gamme des valeurs pour lesquelles le spectre est non nul) doit être **fermé** :

$$\exists f_{\max} (|f| > f_{\max} \Rightarrow K(f) = 0) \quad (\text{II.43})$$

Le support du spectre ne doit pas être confondu avec la bande  $B$  de l'ondelette.

En général la forme du  $K(f)$  peut être quelconque, elle est soumise uniquement à des contraintes formulées ci-dessus. Cependant, vu ces contraintes, nous pouvons classifier les ondelettes de Klauder en deux groupes selon la forme du spectre :

- Groupe AB : les spectres appartenant à ce groupe possèdent la valeur maximale  $A_{\max}$  pour  $f = 0$  ;
- Groupe CD : les spectres de ce groupe possèdent la valeur maximale  $A_{\max}$  pour  $f \neq f_0$ .

La Figure II.10 présente schématiquement les deux types des spectres.

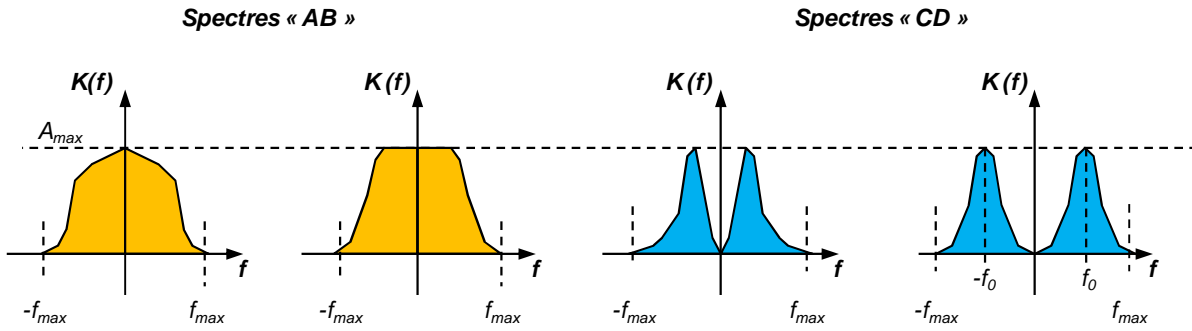


Figure II.10 : Illustration schématique des spectres appartenant aux groupes AB et CD.

Dans les paragraphes suivants nous analyser les propriétés générales des ondelettes de Klauder puis les détails pour chaque type des spectres. L'analyse porte sur les dépendances entre le spectre  $K(f)$  et le signal  $k(t)$  puisque ceci permettra de comprendre les dépendances entre le signal et l'ondelette de Klauder correspondante (rappelons que  $K(f) = |S(f)|^2$ ).

### II.3.1 Propriétés générales de la forme de $k(t)$

Certaines propriétés de la transformation de Fourier peuvent être utiles afin de comprendre de quoi dépend la forme de lobes de l'ondelette.

- Nous avons précisé que  $K(f)$  est toujours une fonction réelle, non négative et paire. Il est bien connu que la transformée inverse d'une telle fonction  $k_R(t)$  est une fonction **réelle et paire** avec la valeur maximale pour  $t = 0$ . Par conséquent un tel signal possédera toujours un lobe principal mais, en théorie la présence des lobes secondaires n'est pas obligatoire (e.g.  $k(t) = e^{-|t|}$ ).
- Le Théorème de Parseval (égalité de Parseval ou identité de Rayleigh) :

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} k^2(t) dt = \int_{-\infty}^{\infty} K^2(f) df \quad (\text{II.44})$$

La condition (II.43) signifie que l'énergie  $E$  du spectre  $K(f)$  est finie. Par conséquent, la relation (II.44) implique l'énergie finie du signal  $k(t)$ , ce dernier doit alors tendre vers zéro quand  $|t|$  augmente. Ceci signifie que les lobes secondaires, s'ils existent, sont toujours amortis avec augmentation de  $t$ . Nous allons nous référer à ce phénomène comme « l'évanescence » ou « amortissement » des lobes secondaires.

- La propriété connue comme « propriété d'échelle » ou « propriété de contraction du domaine » :

$$k(t) \xleftrightarrow{F} K(f) \Rightarrow k(a \cdot t) \xleftrightarrow{S} \frac{1}{|a|} K\left(\frac{f}{a}\right) \quad (\text{II.45})$$

L'équation (II.45) exprime la propriété bien connue: plus le spectre est **concentré**, plus le signal temporel est **étendu**. Autrement dit, pour une forme identique du spectre, plus il est large, plus le lobe principal est étroit. Naturellement les lobes secondaires obéissent la même loi, alors plus le spectre est large, plus rapidement les lobes secondaires disparaissent.

L'équation (II.45) signifie aussi que les dépendances entre ondelette et son spectre peuvent être analysés de manière relative, i.e. sans de valeurs de temps et fréquences précises puisque les résultats peuvent être simplement mis à l'échelle.



Les lobes secondaires peuvent être périodiques ou apériodiques. Une oscillation périodique, amortie ou non, doit être composée des fonctions cosinus (décomposition en série de Fourier d'un signal pair). Il est bien connu que la transformée de Fourier de la fonction cosinus est donnée par l'équation :

$$\mathfrak{F}\{\cos(2\pi \cdot f_0 \cdot t)\} = \frac{\delta(f - f_0) + \delta(f + f_0)}{2} \quad (\text{II.46})$$

Cependant, les lobes périodiques apparaissent dans les signaux à spectres différents de l'équation (II.46). Afin de comprendre ceci, il convient d'utiliser une autre propriété de la transformée de Fourier (Max et Lacoume, 2000) :

$$\mathfrak{F}\{t^n \cdot k(t)\} = \left(\frac{j}{2\pi}\right)^n \cdot \frac{d^n K(f)}{df^n} = \left(\frac{j}{2\pi}\right)^n \cdot K^{(n)}(f) \quad (\text{II.47})$$

La relation (II.47) signifie qu'il est possible de calculer de manière simple le signal temporel  $k(t)$  si la  $n$ -ième dérivée de sa transformée de Fourier  $K^{(n)}(f)$  est connue :

$$k(t) = \left(\frac{2\pi}{j \cdot t}\right)^n \cdot k^{(n)}(t) = \left(\frac{2\pi}{j \cdot t}\right)^n \cdot \mathfrak{F}^{-1}\{K^{(n)}(f)\} \quad (\text{II.48})$$

(La notation  $k_R^{(n)}(t)$  désigne la transformée inverse de Fourier de la fonction  $K^{(n)}(f)$ , et non la  $n$ -ième dérivée de  $k(t)$ ).

L'utilité de ce théorème repose sur le point suivant : comme  $K(f)$  est pair, chaque discontinuité de premier ordre donnera lieu à une paire des deltas de Dirac  $\delta(f)$  dans sa dérivée. Dans le domaine temporel, ceci correspond à une fonction cosinus amortie avec la première puissance du temps. En général : une ou plusieurs discontinuités du  $n$ -ième dérivé du spectre résulteront en une fonction sinus amortie avec  $n$ -ième puissance du temps. Cette observation a été utilisé pour l'analyse des lobes secondaires dans les spectres des fenêtres de pondérations (e.g. Harris, 1978) et vu la dualité de la transformée de Fourier, elle peut être aussi appliquée à l'analyse des signaux temporels.

Nous allons démontrer sur quelques exemples, comment les propriétés décrites ci-dessus permettent de prédire la forme de l'ondelette de Klauder.

### II.3.2 Spectres du Groupe AB

Appart les conditions communes pour un spectre d'ondelette de Klauder, ceux appartenant au « Groupe AB » obéissent à la condition suivante :

$$\exists f_{\text{int}} (|f| \leq f_{\text{int}} \Rightarrow K(f) = \max(K(f))) \quad (\text{II.49})$$

L'équation (II.49) signifie que pour un spectre donné,  $K(f)$  prend les valeurs maximales dans l'intervalle  $< -f_{\text{int}}, f_{\text{int}} >$ . Nous allons présenter quelques exemples de spectres remplissant cette condition :

#### Exemple 1 : spectre triangulaire :

Considérons un spectre  $K_R(f)$  définie comme suit :

$$\begin{aligned} K(f) &= 1 - \left| \frac{f}{f_0} \right|, & |f| \leq f_0 \\ K(f) &= 0, & |f| > f_0 \end{aligned} \quad (\text{II.50})$$

Dans le domaine temporel, cette fonction est connue comme « fenêtre triangulaire » ou « fenêtre de Bartlett » (Max et Lacoume, 2000). Bien évidemment, l'équation (II.50) définit un spectre appartenant au Groupe AB. Ce spectre est continu, mais sa première dérivée  $K'(f)$  possède trois discontinuités : pour  $f = -f_0$ ,  $f = 0$  et  $f = f_0$ . Ces discontinuités résultent en trois deltas de Dirac dans la deuxième dérivée du spectre :

$$\frac{d^2 K(f)}{df^2} = a \cdot \left( \frac{\delta(f - f_0) + \delta(f + f_0)}{2} - \delta(f) \right) \quad (\text{II.51})$$

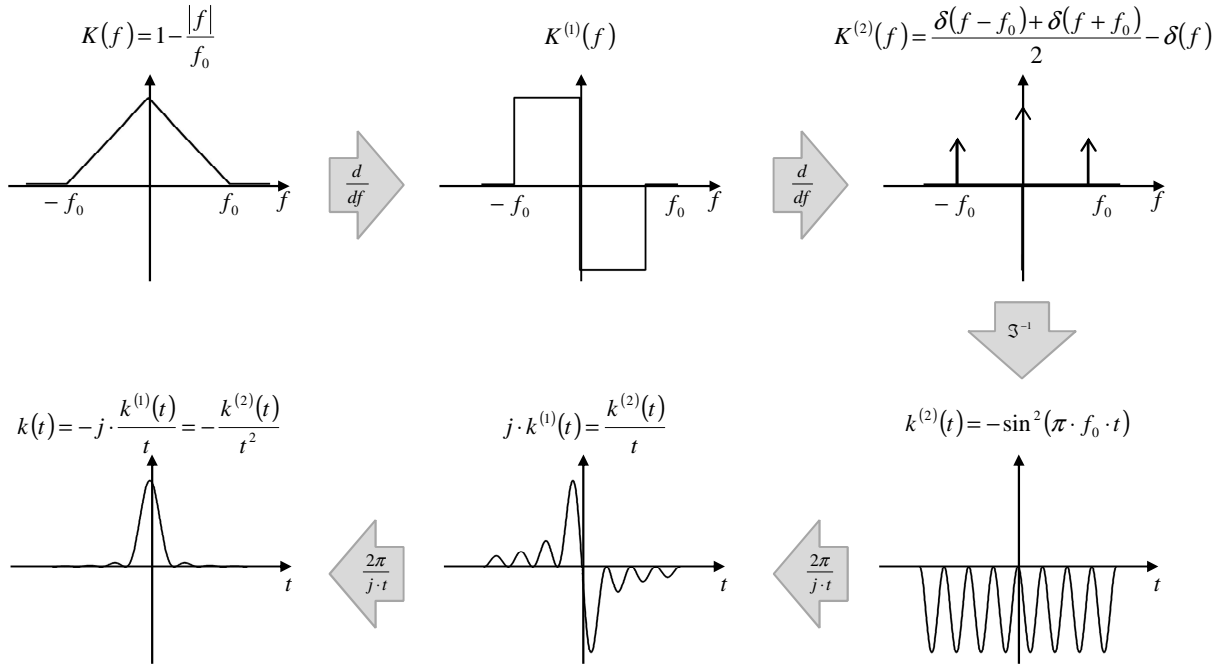
$a$  est une constante permettant de garder le formalisme mathématique. Nous trouvons immédiatement le signal temporel correspondant au spectre décrit par équation (II.51) :

$$k^{(2)}(t) = \mathfrak{S}^{-1} \left\{ \frac{\delta(f - f_0) + \delta(f + f_0)}{2} - \delta(f) \right\} = -2 \sin^2(\pi \cdot f_0 \cdot t) \quad (\text{II.52})$$

Finalement, nous utilisons la propriété (II.47) afin de retrouver le signal  $k_R(t)$  à partir du signal  $k_R^{(2)}(t)$  :

$$\begin{aligned} k(t) &= \left( \frac{2\pi}{j \cdot t} \right)^n k^{(n)}(t) = -2 \cdot \left( \frac{2\pi}{j \cdot t} \right)^2 \sin^2(\pi \cdot f_0 \cdot t) \\ k(t) &= 8\pi^2 \cdot \frac{\sin^2(\pi \cdot f_0 \cdot t)}{t^2} = a \cdot \text{sinc}^2(\pi \cdot f_0 \cdot t) \end{aligned} \quad (\text{II.53})$$

$a$  joue le même rôle que dans (II.51) et peut être négligée. La procédure de calcul ci-dessus est illustrée sur la Figure II.11 :



**Figure II.11 :** Exemple de calcul de l'ondelette de Klauder pour un spectre triangulaire à l'aide de l'analyse des discontinuités de son spectre.

La relation (II.53) est bien connue et c'est pourquoi elle a été choisie comme l'exemple afin démontrer l'efficacité de la méthode de l'analyse des spectres.

### Exemple 2 : spectre rectangulaire :

Considérons ensuite un spectre d'amplitude de type Boxcar introduit précédemment. Ce spectre constitue en effet une approximation du spectre d'un sweep linéaire (cf. II.2). Supposons que ce spectre corresponde à un sweep linéaire dont  $f_{min} = 0$  :

$$K(f) = \Pi(B, 0) \quad (\text{II.54})$$

avec  $B = 2 \cdot f_{max}$ . La méthode d'analyse des dérivées du spectre permet de calculer le signal temporel  $k_R(t)$  correspondant. La dérivée du spectre (II.54) est facile à trouver :

$$\frac{dK(f)}{df} = a \cdot (\delta(f - f_0) - \delta(f + f_0)) \quad (\text{II.55})$$

par conséquent :

$$k^{(1)}(t) = j \cdot b \cdot \sin(2\pi \cdot f_0 \cdot t) \quad (\text{II.56})$$

L'ondelette de Klauder est alors trouvée comme :

$$k(t) = \frac{2\pi}{j \cdot t} \cdot k^{(1)}(t) = c \cdot \frac{\sin(2\pi \cdot f_0 \cdot t)}{t} \quad (\text{II.57})$$

$a$ ,  $b$  et  $c$  sont des constantes. Nous constatons que  $k(t)$  est la fonction bien connue **sinus cardinal** ou **sinc**. Les lobes secondaires sont amortis avec  $1/t$ , l'amplitude du premier lobe négatif  $-13,3 \text{ dB}$  et du premier lobe positif  $-17,8 \text{ dB}$ .

### Exemple 3 : spectre irrégulier :

Les spectres « Bartlett » et « Boxcar » sont particuliers puisque leurs dérivées peuvent être représentées comme la somme des deltas de Dirac. En pratique les spectres possèdent des dérivées de la forme plus compliquée et dans ce cas un spectre et ses dérivées peuvent être considérés comme la somme de la partie continue et la partie comportant les deltas de Dirac. Nous allons ainsi appeler la partie « continue » ou « régulière » une telle composante du spectre qui possède toutes les dérivées continues. Par conséquent, nous allons distinguer les parties « régulières » et « non continues » dans chaque des dérivées du spectre. Le spectre  $K(f)$  sera alors représenté comme une somme de la partie « régulière » et de la partie « non continue » (deltas de Dirac) composée des discontinuités uniquement.

La transformation de Fourier est une opération linéaire, par conséquent la transformée inverse de la somme de ces deux composantes du spectre est égale à la somme des transformées inverses de deux parties. L'ondelette  $k(t)$  sera alors une somme d'un signal régulier (concentré autour de  $t = 0$ ) et les sinusoides/cosmonautiques amorties avec l'augmentation de  $t$ . Afin d'illustrer ceci nous allons présenter un exemple.

Considérons un spectre  $K(f)$  de type « raised cosine » dont la formule est donnée par l'équation :

$$K(f) = \frac{1}{2+b} \cdot \left( 1 + \cos\left(\frac{\pi \cdot f}{f_0}\right) \right)^2 + b, \quad |f| \leq f_0 \quad (\text{II.58})$$

$$K(f) = 0, \quad |f| > f_0$$

Ce spectre est constitué un bon exemple à cause du paramètre variable  $b$ . Un tel spectre affiche la valeur maximale  $K_{max} = K(0) = 1$  et deux discontinuités pour  $f = -f_0$  et  $f = f_0$ . Comme nous avons postulé précédemment, la première dérivée de chaque de ces spectres

peut être exprimé comme une somme de la partie « régulière »  $K_R^{(1)}(f)$  et partie « non continue »  $K_S^{(1)}(f)$  :

$$K^{(1)}(f) = K_R^{(1)}(f) + K_S^{(1)}(f) = K_R^{(1)}(f) + a \cdot (\delta(f - f_0) - \delta(f + f_0)) \quad (\text{II.59})$$

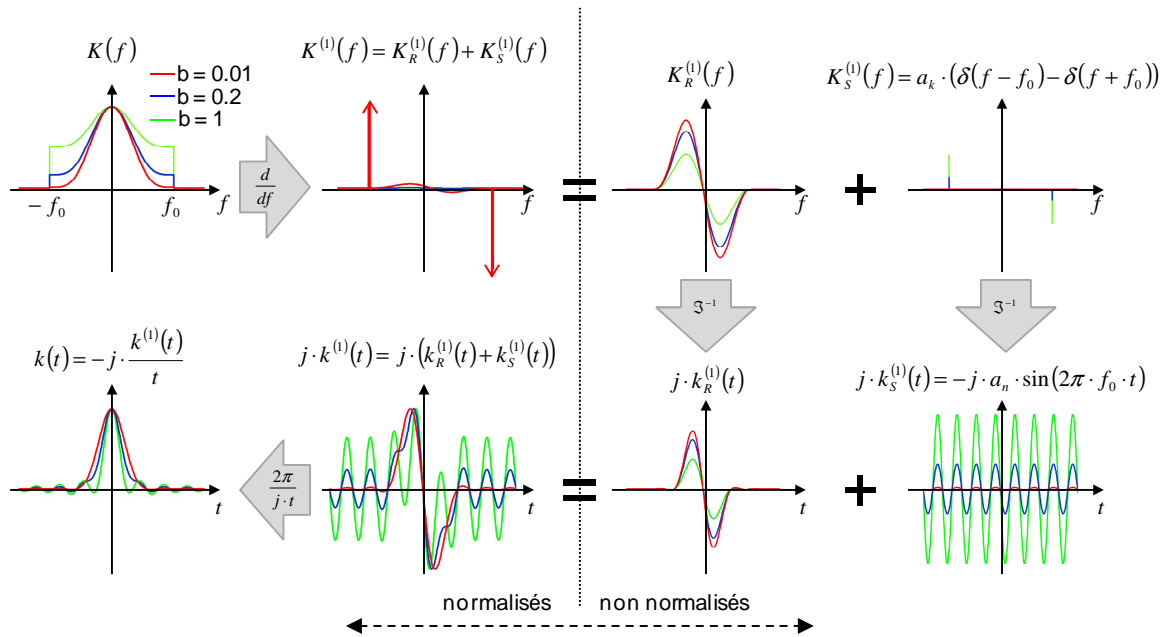
le paramètre  $a$  exprime la « grandeur » de la discontinuité et est proportionnel à la constante  $b$ . La partie régulière semble d'être suffisamment lisse en nous négligerons l'analyse des dérivées d'ordre  $> 1$ . En retournant dans le domaine temporel, nous obtenons la transformée inverse de la première dérivée du spectre :

$$k^{(1)}(t) = k_R^{(1)}(t) + k_S^{(1)}(t) = k_R^{(1)}(t) - j \cdot a \cdot \sin(2\pi \cdot f_0 \cdot t) \quad (\text{II.60})$$

En appliquant le théorème (II.47) au signal  $k^{(1)}(t)$ , nous obtenons l'ondelette de Klauder recherchée :

$$k(t) = \frac{2\pi}{j} \left( \frac{k_R^{(1)}(t) - a \cdot j \cdot \sin(2\pi \cdot f_0 \cdot t)}{t} \right) \quad (\text{II.61})$$

Comme nous pouvons le constater dans l'équation (II.61) ainsi que sur la Figure II.12, plus la discontinuité, imposée par le paramètre  $b$  est importante, plus les lobes secondaires du signal  $k(t)$  sont élevés.



**Figure II.12 :** Exemple du calcul de l'ondelette de Klauder en utilisant l'analyse des deltas de Dirac dans de son spectre. Notons que les lobes secondaires sont moins accentués lorsque les discontinuités sont plus faibles.

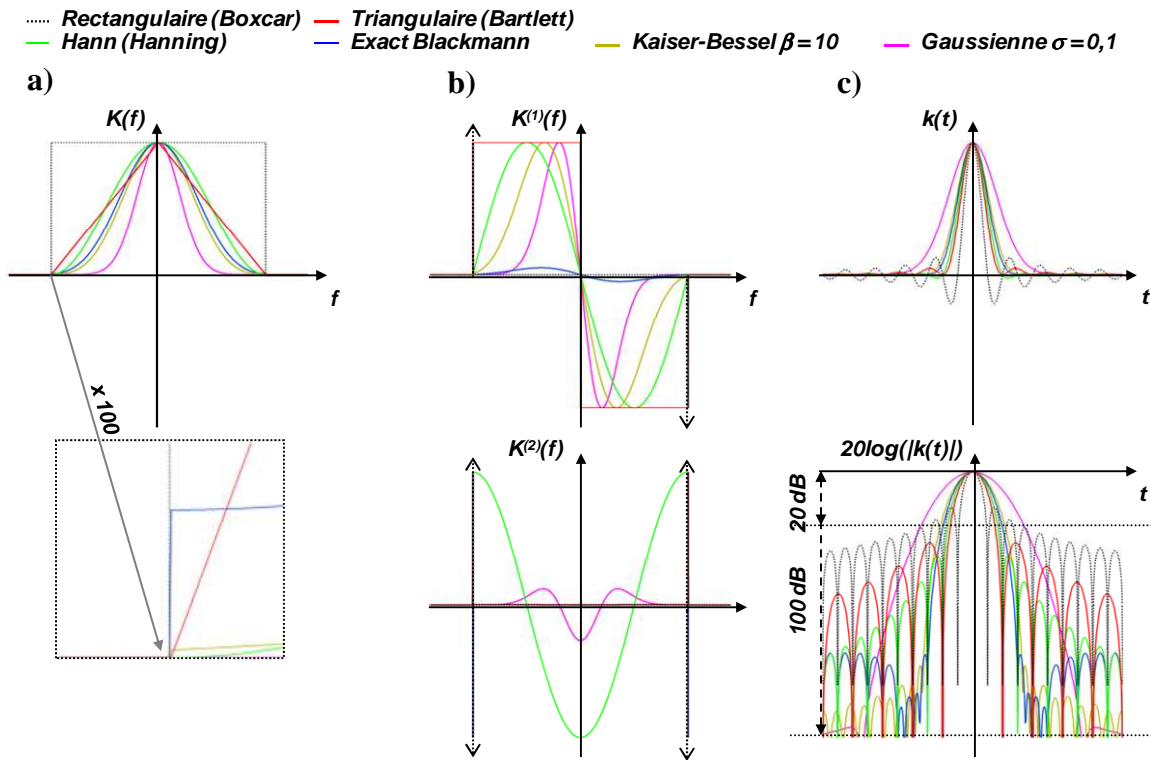
Outre la possibilité de calculer de manière facile plus ou moins précisément la forme de  $k(t)$  si  $K(f)$  est connu, la méthode d'analyse des discontinuités du spectre révèle aussi deux généralités propres aux ondelettes de Klauder :

- A cause de la condition (II.43), chaque signal  $k_R(t)$  aura des lobes secondaires puisqu'il y aura des discontinuités du spectre ou d'une de ses dérivées dans les points  $-f_{max}, f_{max}$ . Plus **haut est l'ordre de la dérivée dont la discontinuité apparaît**, plus **rapidement les lobes secondaires disparaissent**. Bien évidemment, plus **cette discontinuité est grande**, plus les **lobes secondaires sont grands**. Si l'ordre de la dérivée avec discontinuités est grand, et la discontinuité est petite, nous pouvons considérer que les lobes secondaires sont négligeables.
- La largeur du lobe principal  $\tau_0$  de l'ondelette est proportionnelle à la fréquence centrale (calculée pour la partie positive du spectre)  $f_0$ . Plus une discontinuité(s) d'une dérivée est faible et plus l'ordre de la dérivée discontinue est élevé, moins vaut la fréquence  $f_0$ . Ceci veut dire : pour deux ondelettes dont les spectres possèdent le même support, celle avec des **lobes secondaires amortis plus rapidement** et/ou **plus faibles** aura toujours un **lobe primaire plus large**. Afin d'illustrer ceci, considérons deux cas extrêmes pour un support  $< -f_{max}, f_{max} >$  :
  - $K(f) = \delta(f - f_{max}) + \delta(f + f_{max}) \rightarrow k(t) = \cos(2\pi f_{max} t)$   
 $f_0 = f_{max}$ , le « lobe principal » pour ce signal est le plus étroit, mais en même temps les lobes secondaires de ce signal seraient les plus grands, avec le même niveau.
  - $K(f) = \delta(f) \rightarrow k(t) = 1$   
 $f_0 = 0$  : le « lobe principal » pour ce signal est le plus large (infini) puisque, mais en même temps les lobes secondaires n'existent pas.

#### Exemple 4 : spectres de type « fenêtre de pondération » :

Il existe de fonctions temporelles qui se caractérisent par le niveau faible des lobes secondaires dans leurs spectres. Ces fonctions sont les « fenêtres de pondération »  $W(t)$  utilisées en analyse spectrale en temps discret. Etant donnée la réciprocity de la transformation de Fourier, les spectres qui prennent la forme de ces fenêtres correspondront aux ondelettes  $k_R(t)$  ayant les lobes secondaires très faibles. Les propriétés des fenêtres de pondération sont bien référencées dans la littérature (e.g. Harris, 1978 ; Max et Lacoume, 2000).

La Figure II.13 présente quelques spectres de ce type, comparés à la fenêtre triangulaire précédemment analysée et à la fenêtre rectangulaire étant la référence. Les fenêtres de pondération sont nombreuses et nous donnons quelques exemples uniquement. Tous les spectres ont le même support dans le domaine fréquentiel. Les signaux temporels  $k(t)$  sont tracés en échelle linéaire et logarithmique afin de pouvoir mieux observer les lobes secondaires.



**Figure II.13 :** Comparaison de différents spectres et les ondelettes de Klauder correspondantes. Le spectre Boxcar est marqué en pointilles : (a) spectres avec le focus pour le point de discontinuité ; (b) premières et deuxièmes dérivées des spectres (normalisées) ; (c) ondelettes de Klauder en échelle linéaire et logarithmique.

Notons que le spectre Boxcar résulte en lobe principal le plus étroit, mais ses lobes secondaires sont les plus élevés et sont amortis le plus lentement ( $1/t$ ). En revanche, le spectre Gaussien présente le lobe principal le plus large mais les lobes secondaires les plus faibles (de l'ordre  $-100 \text{ dB}$ ). La fenêtre de Hann est la seule à ne pas avoir de discontinuités dans la première dérivée, on constate que ceci donne la vitesse d'évanescence des lobes secondaires la plus rapide. Notons également la forme compliquée des lobes secondaires pour le spectre de type « Exact Blackmann ».

En résumant la discussion théorique du début de ce paragraphe et les exemples présentés, nous pouvons affirmer que pour les spectres du groupe AB :

- Le niveau des lobes secondaires dépend de l'ordre de la dérivée du spectre discontinué et du rapport entre l'amplitude de sa discontinuité et la « partie régulière » du spectre.
- Parmi tous les spectres de ce groupe, le spectre de type Boxcar se caractérise par les lobes secondaires les plus forts (la partie régulière n'existe pas) ;
  - Pour un spectre dont les dérivées (ou le spectre même) possèdent plusieurs discontinuités, les niveaux des lobes secondaires sont difficiles à prédire, mais ils ne seront jamais plus élevés que celles de l'ondelette à spectre Boxcar (le produit des fonctions harmoniques ne sera jamais supérieur à 1).
  - Le niveau des lobes secondaires décroît avec  $t^n$ ,  $n$  étant l'ordre de la dérivée avec deltas de Dirac ( $n - 1$  est alors l'ordre de la dérivée discontinuée).
- Le spectre de type Boxcar résulte en lobes secondaires amortis le plus lentement puisque la discontinuité se situe directement dans le spectre ( $L(t) = t^{-1}$ ).

- Si le spectre présente plusieurs discontinuités et pour plusieurs dérivées, la vitesse d'amortissement des lobes secondaires sera déterminée par ordre de la première dérivée non-continue. Cependant, si la discontinuité correspondant à cette dérivée est très faible, la vitesse d'évanescence pour les valeurs de  $t$  faibles peut être plus grande (un bon exemple est le spectre « Gaussien » ou « Exact Blackmann » de la Figure II.13).
- Pour un support donné  $\langle -f_{max}, f_{max} \rangle$  les discontinuités du spectre plus faibles correspondent inévitablement une bande fréquentielle plus faible. Pour les spectres du groupe AB ceci signifie que la fréquence dominante  $f_0$  est aussi plus faible. Par conséquent la relation entre la largeur du lobe principal  $\tau_0$  et niveau des lobes secondaires  $L_n$  + vitesse d'amortissement des lobes secondaires  $L(t)$ , est toujours un compromis et l'amélioration d'un paramètre se fait au détriment de l'autre.

### II.3.3 Spectres du Groupe CD

Ce groupe de spectres, en contraste par rapport à deux précédentes, se caractérise par la valeur maximale localisée ailleurs que  $f = 0$  :

$$\exists f_{int} (K(f) = \max(K(f)) \Rightarrow f \neq 0) \quad (II.62)$$

Nous allons présenter deux exemples de spectres de ce groupe.

Exemple 1 spectre « CD » comme la différence de deux spectres « AB » :

Grâce à la linéarité de la transformation de Fourier, tous les spectres de ce groupe peuvent être représentés comme la combinaison des spectres appartenant au groupe AB :

$$K_{CD}(f) = K_{AB1}(f) - K_{AB2}(f) \quad (II.63)$$

Afin que le spectre  $K_C(f)$  soit positif pour chaque  $f$  il faut que :

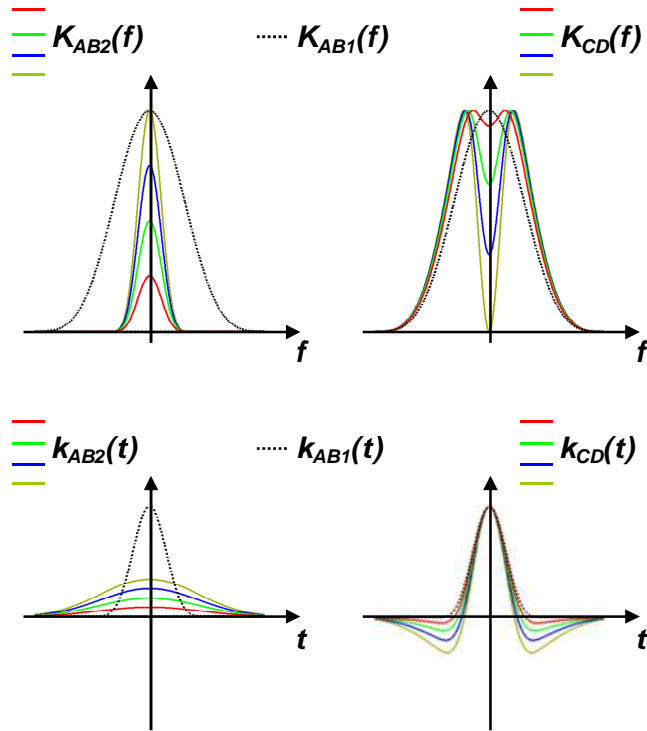
$$\forall f (f \in \langle -\infty, \infty \rangle \Rightarrow K_{AB1}(f) \geq K_{AB2}(f)) \quad (II.64)$$

La transformation de Fourier est linéaire, nous pouvons écrire le signal  $k_{RC}(t)$  :

$$\begin{aligned} K_C(f) &= K_{AB1}(f) - K_{AB2}(f) \\ k_C(t) &= k_{AB1}(t) - k_{AB2}(t) \end{aligned} \quad (II.65)$$

Vu la condition II.64, la bande fréquentielle du spectre  $K_{AB2}(f)$  doit être plus faible que celle du  $K_{AB1}(f)$  (le cas  $K_{AB2}(f) = a K_{AB1}(f)$  est trivial et résulte en spectre  $(1-a) K_{AB1}(f)$ ). Pour les spectres du groupe AB la bande fréquentielle  $B$  plus faible implique la fréquence centrale  $f_0$  plus faible. Par conséquent, le lobe principal de l'ondelette  $k_{AB1}(t)$  est être toujours plus étroit que celui de  $k_{AB2}(t)$ . En prenant ceci en compte, nous pouvons alors analyser la forme de l'ondelette  $k_{CD}(t)$  en fonction des ondelettes prototypes  $k_{AB}(t)$  et  $k_{AB2}(t)$ . Si on s'intéresse au lobe principal et aux lobes secondaires, il est possible de distinguer les situations suivantes :

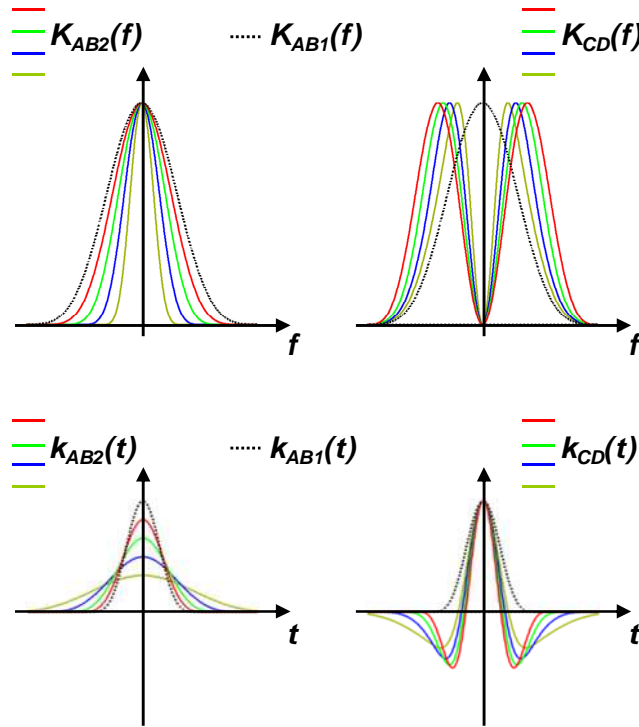
- $k_{AB1}(t)$  et  $k_{AB2}(t)$  ne possèdent pas de lobes secondaires : le signal  $k_C(t)$  possédera une seule paire de lobes secondaires négatifs. L'amplitude des lobes secondaires augmente :
  - lorsque l'amplitude  $A_{max}$  du  $k_{AB2}(t)$  augmente (Figure II.14).



**Figure II.14 :** Exemple des spectres du groupe CD construits par la soustraction de spectres du groupe AB sans lobes secondaires. Les spectres prototypes  $K_{AB1}(f)$  et  $K_{AB2}(f)$  sont les fenêtres de Kaiser-Bessel à bandes fréquentielles identiques et niveaux maximaux différents.



- lorsque la bande fréquentielle  $B$  du  $k_{AB2}(t)$  augmente (Figure II.15)



**Figure II.15 :** Exemple des spectres CD similaire à la Fig. II.15 mais les bandes fréquentielles des  $K_{AB2}(f)$  sont différentes et les niveaux maximaux sont identiques.

On constate que les lobes secondaires deviennent plus courts avec l'augmentation de la bande fréquentielle  $B$  de l'ondelette  $k_{AB2}(t)$  avec i.e. diminution de sa durée  $\tau_{0AB2}$ . La même tendance est évidemment suivie par la durée  $\tau_{0CD}$  du lobe principal de  $k_{CD}(t)$ .

- $k_{AB1}(t)$  possède des lobes secondaires oscillants,  $k_{AB2}(t)$  n'en possède pas : les lobes secondaires de l'ondelette  $k_{CD}(t)$  sont augmentés, mais leur fréquence ne change pas (Figure. II.16).

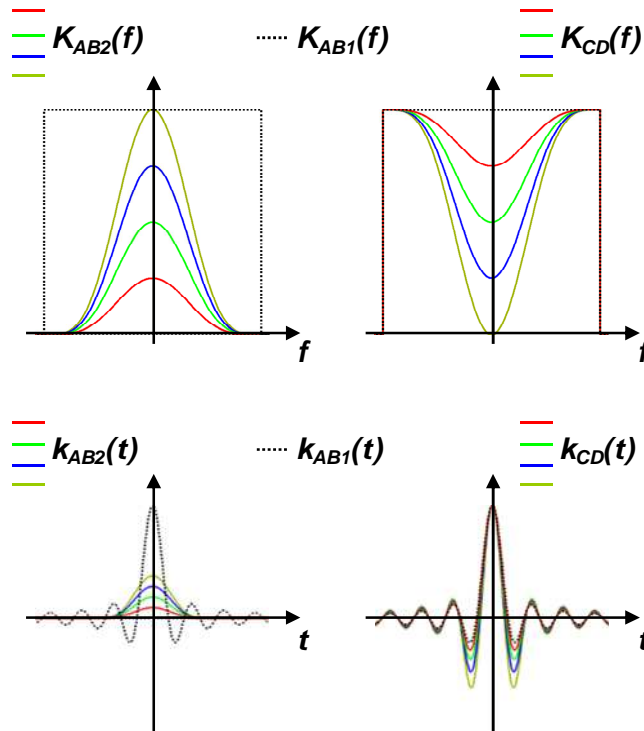
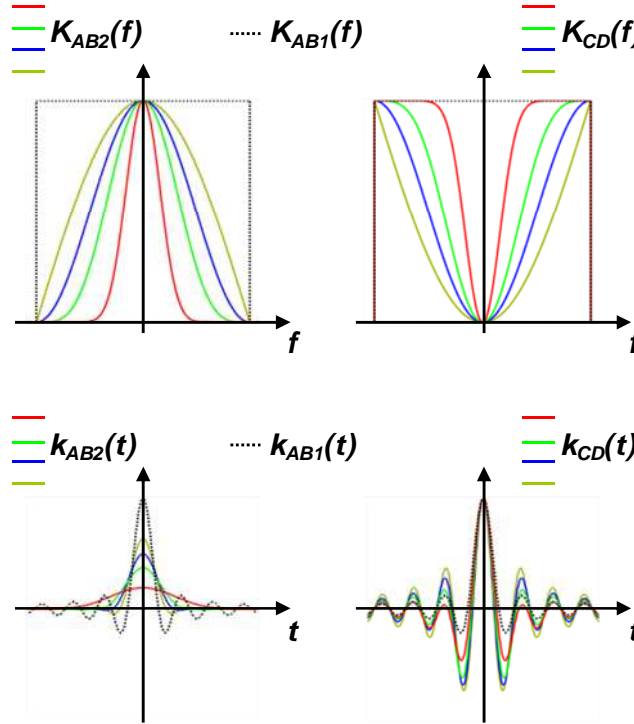


Figure II.16 : Exemple des spectres du groupe CD construits par la soustraction des spectres de type Kaiser-Bessel d'un spectre Boxcar.

On constate que plus les lobes secondaires sont importants plus le lobe principal est étroit. Notons que l'augmentation de lobes secondaires concerne uniquement la zone autour du lobe principal, les lobes plus éloignés sont identiques que pour l'ondelette prototype  $k_{AB1}(t)$ . En effet, l'augmentation de niveau des lobes secondaires est surtout due à la diminution de l'amplitude du lobe principal du prototype.

- $k_{AB2}(t)$  possède des lobes secondaires oscillants,  $k_{AB1}(t)$  n'en possède pas : ce cas n'est pas illustré mais il est similaire au précédent.

- $k_{AB1}(t)$  et  $k_{AB2}(t)$  possèdent des lobes secondaires oscillants : les lobes secondaires de l'ondelette  $k_C(t)$  sont augmentés et le lobe principal est rétréci suivant les lobes de l'ondelette soustraite  $k_{AB2}(t)$  (Figure II.17).



**Figure II.17 :** Exemple des spectres du groupe CD constitués par la soustraction des spectres de type  $\cos^n$  (ondelettes avec lobes secondaires) d'un spectre Boxcar.

La fréquence des lobes secondaires n'est pas modifiée dans l'exemple présenté puisque les lobes secondaires des  $k_{AB2}(t)$  choisis sont assez faibles. En général, si les lobes des deux prototypes  $k_{AB1}(t)$  et  $k_{AB2}(t)$  sont d'amplitude comparable nous pouvons attendre la fréquence des lobes de  $k_{CD}(t)$  à fréquence différentielle suivant la relation bien connue pour la somme de deux fonctions harmoniques :

$$\cos(2\pi \cdot f_1) - \cos(2\pi \cdot f_2) = -2 \cdot \sin\left(\frac{f_1 + f_2}{2}\right) \cdot \sin\left(\frac{f_1 - f_2}{2}\right) \quad (\text{II.66})$$

Notons que pour tous les cas, nous pouvons constater les tendances suivantes par rapport aux ondelettes prototypes « AB » :

- la fréquence centrale  $f_0$  est augmentée  $\rightarrow$  la largeur du lobe principal  $\tau_0$  est diminuée,
- la bande fréquentielle B est diminuée  $\rightarrow$  on observe que plus B est faible plus le niveau des lobes secondaires  $L_n$  est augmenté.

#### Exemple 2 spectre « CD » comme la translation d'un spectre « AB » :

Considérons ensuite une classe particulière des spectres du Groupe CD. Ces spectres peuvent être exprimés comme la modification d'un spectre prototype du Groupe AB  $K_{AB}(f)$  selon la formulé :

$$K_{CD}(f) = K_n(f) + K_p(f) = \frac{K_{AB}(f - f_M) + K_{AB}(f + f_M)}{2} \quad (\text{II.67})$$

La raison pour distinguer ce groupe est la possibilité d'analyse très simple utilisant le théorème de modulation. De plus ce type de signaux est souvent utilisé en pratique.

La transformée inverse du spectre (II.67) est calculée grâce au théoreme de modulation :

$$k_{CD}(t) = k_{AB}(t) \cdot \cos(2\pi \cdot f_M \cdot t) \quad (\text{II.68})$$

Le signal  $\cos(2\pi f_M t)$  est le signal modulant et  $f_M$  est la fréquence de modulation ou translation. Un tel signal est alors un signal du groupe AB multiplié par une fonction cosinus dont la fréquence est  $f_M$ . Autrement dit,  $k_{AB}(t)$  devient l'enveloppe de la fonction  $\cos(2\pi f_M t)$ . D'où nous déduisons immédiatement la fréquence dominante de l'ondelette ainsi modulé  $f_0 = f_M$  (le spectre prototype est symétrique par rapport à  $f = 0$  ; celle-ci est déplacée par la translation à la fréquence  $f_M$ ).

Il est possible de distinguer deux cas :

- $k_{AB}(t)$  ne possède pas de lobes secondaires : la forme de  $k_{CD}(t)$  dépend de la durée  $\tau_{AB}$  du prototype  $k_{AB}(t)$  (i.e. l'intervalle de temps dans lequel  $k_{AB}(t)$  possède des valeurs non nulles – ne pas confondre avec la durée de son lobe principal  $\tau_{0AB}$  par rapport à la période du signal modulant  $1/f_M = \tau_M$ . Il est évident que :
  - si  $\tau_{AB} < 0,5 \cdot \tau_M \rightarrow k_{CD}(t) \approx k_{AB}(t)$  i.e. sans lobes secondaires (Fig. II.18.a) ;
  - si  $0,5 \cdot \tau_M < \tau_{AB} < \tau_M \rightarrow k_{CD}(t)$  possède une paire de lobes secondaires négatifs (Fig. II.18.b) ;
  - si  $\tau_{AB} > \tau_M \rightarrow k_{CD}(t)$  possède des lobes secondaires positifs et négatifs (Fig. II.18.c) ;

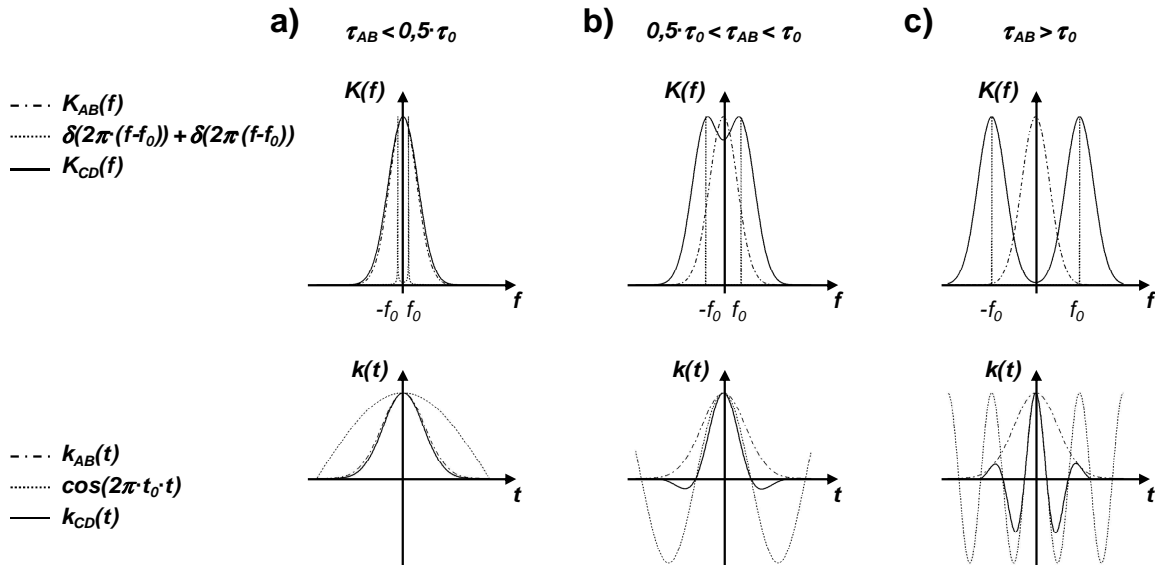


Figure II.18 : Exemple des spectres du groupe CD obtenus par la translation du spectre Gaussien pour trois valeurs de la fréquence de  $f_M$ . Notons que  $f_0 = f_M$  pour le cas (c).

Il convient d'indiquer qu'un signal à spectre d'amplitude Gaussien est souvent considéré dépourvu des lobes secondaires. Comme nous pouvons le constater, ceci est uniquement vrai pour si le spectre pour  $f_M = 0$  (spectre non traduit).

- $k_{AB}(t)$  possède des lobes secondaires oscillants : Comme précédemment,  $k_{AB}(t)$  constitue l'enveloppe de la fonction cosinus. Nous pouvons analyser ce cas en utilisant la fréquence de maximale du spectre  $f_{max}$  comme référence. Si  $f_0 < f_{max}$  la modification du lobe principal est analysée similairement à l'exemple de la Figure II.18.a). Lorsque  $f_0 > f_{max}$  les lobes secondaires apparaissent dans le lobe principal du prototype  $k_{AB}(t)$ . Plus le rapport  $f_0 / f_{max}$  augmente, plus les lobes secondaires augmentent et la largeur du lobe principal diminue (Figure II.19).

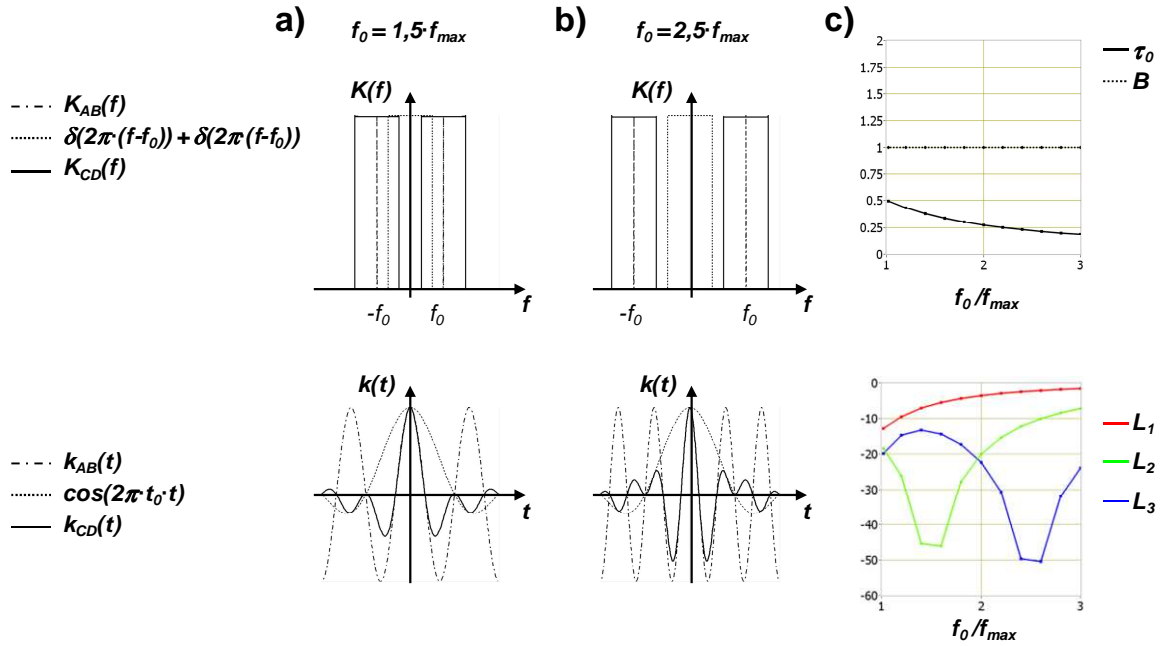


Figure II.19 : (a) et (b) Spectre obtenu par la modulation du spectre prototype Boxcar par deux fréquences  $f_0$  différentes ; (c) Evolution des POK en fonction du rapport  $f_0 / f_{max}$  : (en haut) La bande fréquentielle  $B$  et du largeur du lobe principal  $\tau_0$ , (en bas) le niveau relatif de trois premiers lobes secondaires.

Dans les deux cas la fréquence centrale  $f_0$  est augmentée par rapport au spectre prototype. Ceci est évidemment associé à diminution de la largeur du lobe principal  $\tau_0$ . Néanmoins, dans le premier exemple, la bande fréquentielle  $B$  reste identique. Or, les lobes secondaires augmentent. Ceci indique que l'influence de la bande fréquentielle sur les lobes secondaires ne peut pas être généralisée.

Cependant, en analysant en détail les ondelettes du premier exemple, nous remarquons que la bande  $B$  diminue alors que la fréquence  $f_0$  augmente. Par conséquent le rapport entre  $B$  et  $f_0$  diminue. Ceci est aussi observé pour l'exemple 2.

Ainsi, les conclusions pour les ondelettes à spectres du Groupe « CD » sont formulées :

- la fréquence centrale  $f_0$  est augmentée  $\rightarrow$  la largeur du lobe principal  $\tau_0$  est diminuée,
- le rapport entre la bande fréquentielle  $B$  et la fréquence centrale  $f_0$  est diminuée  $\rightarrow$  le niveau des lobes secondaires  $L_n$  est augmenté.

Notons que nous avons déjà défini le paramètre qui exprime ce rapport : la bande normalisée  $B_n$ . Nous pouvons ainsi conclure : les lobes secondaires augmentent lorsque la bande normalisée  $B_n$  diminue.

- Contrairement aux ondelettes « AB » il est impossible d'obtenir une ondelette sans lobes secondaires. Cependant, si le spectre CD ne comporte pas de discontinuités (exemple 1) (i.e. l'ondelette prototype est sans lobes secondaires), il est possible d'obtenir une ondelette à deux lobes négatifs uniquement. La soustraction d'une partie du spectre située autour de  $f_0 = 0$  peut être considérée comme la seconde cause d'apparition de lobes secondaires.

### II.3.4 Conclusion intermédiaire

Les observations issues de l'analyse des dépendances  $K(f) \leftrightarrow k(t)$  permettent de définir les bases du choix du signal source.

#### Spectres de type AB :

Pour ces spectres nous constatons que :

- les spectres « idéaux » doivent appartenir à ce groupe puisque seules les ondelettes de ce groupe peuvent être dépourvues des lobes secondaires. La durée de l'ondelette  $\tau_0$  est inversement proportionnelle à la fréquence dominante du spectre  $f_0$  ;
- les lobes secondaires apparaissent lorsque le spectre  $K(f)$  ou une de ses dérivées présentent des discontinuités. Plus ces discontinuités sont faibles, plus les lobes secondaires sont faibles ( $L_n \rightarrow 0$ ). Plus haut est l'ordre  $n$  de la dérivée discontinue, plus rapidement les lobes secondaires sont atténués ( $L(t) \sim t^{-n}$ ) ;
- pour les spectres à même support  $< -f_{max}, f_{max} >$ , la diminution des discontinuités correspond à la diminution de la fréquence  $f_0$ . Par conséquent plus une ondelette est courte (lobe principal), plus les lobes secondaires seront forts.

#### Spectres de type CD :

En addition aux conclusions formulées pour les spectres AB, nous constatons pour les spectres CD :

- les lobes secondaires sont toujours présents dans  $k(t)$  et sont dus :
  - aux discontinuités du spectre ou de ses dérivées (similairement aux spectres AB) ;
  - au décalage de la valeur maximale du spectre par rapport à la fréquence  $f = 0$  ;
- Le niveau de lobes secondaires peut être facilement estimé à l'aide du paramètre  $B_n$  (bande fréquentielle normalisée).

#### Faisabilité de l'émission :

Les informations ci-dessus permettent de construire un signal dont l'ondelette de Klauder aura des propriétés souhaitées. Cependant, le choix d'un signal doit aussi être basé sur la **faisabilité** de l'émission de ces signaux.

La capacité d'émission d'un signal est limitée par le dispositif d'émission et acquisition. Quantitativement, elle est désignée par la fréquence minimale  $f_{min}$  et fréquence maximale  $f_{max}$  possibles à générer et enregistrer. Ces deux valeurs constituent les limites du support fréquentiel du spectre du signal émis  $K(f)$  :

- (i) La fréquence maximale d'émission est limitée par la source, les géophones et le sismographe. En pratique c'est la source qui impose la fréquence maximale  $f_{max}$  du signal émis.
- (ii) La fréquence minimale d'émission  $f_{min}$  est limitée par la source et les géophones.

Par conséquent :

- les spectres « AB » ne sont pas réalisables ( $f_{min} > 0$ ) ;
- de plus, pour tous les spectres réalisables,  $f < f_{min} \rightarrow K(f) = 0$ . Les spectres « CD » sont réalisables en pratique et doivent posséder au moins une paire de discontinuités pour  $f = -f_{min}$  et  $f = f_{min}$ . Ceci entraîne la présence des lobes secondaires.

## II.4 Résolution de l'ondelette de Klauder

Comme nous avons indiqué dans le paragraphe I.2.1, la résolution est un paramètre d'image qui définit la capacité à distinguer deux signaux réfléchis (« échos ») provenant de deux cibles (interfaces géologiques) voisines. Si nous supposons, que ces deux échos voisins sont quasi-identiques, il est possible de considérer la résolution comme le paramètre liée à la forme du signal de réflexion. Or, nous avons déjà stipulé que ces signaux enregistrés sont une fonction des paramètres de l'ondelette de Klauder. Par conséquent, nous pouvons parler de la **résolution d'ondelette** de Klauder qui sera à l'origine de la résolution de la trace sismique.

Dans les paragraphes précédents nous avons défini les paramètres d'ondelette de Klauder (**POK**) et nous avons analysé l'influence du signal source (plus précisément : de son spectre) sur la forme d'ondelette de Klauder et ses paramètres de base (lobe principal et lobes secondaires). Dans ce paragraphe nous allons tenter de répondre à la question suivante : quel est le paramètre de l'ondelette le plus représentatif pour désigner sa résolution ?

Avant toute discussion, nous allons limiter le choix des POK qui peuvent servir à décrire la résolution de l'ondelette. Nous n'allons pas utiliser des paramètres qui ne donnent aucune information sur la forme de l'ondelette :  $E$  (énergie),  $A_{max}$  (valeur maximale) et  $SNR_a$  (rapport signal/bruit d'autocorrélation).

En premier regard, il est évident que la résolution sera meilleure avec un lobe principal d'ondelette plus courte, la résolution serait alors définie comme une valeur proportionnelle à ce paramètre :  $\delta_R^t = a \cdot \tau_0$  ou  $a$  est une constante comprise entre 0,5 et 2 selon la méthode de calcul du paramètre  $\tau_0$  et le critère de distinction entre deux échos choisi (cf. I.2.1). Comme le paramètre  $\tau_0$  est inversement proportionnel à la fréquence centrale  $f_0$ , cette dernière est très souvent utilisée pour exprimer la résolution d'une ondelette (e.g. Kalweit and Wood, 1982 ; Mari et al., 1998 ; cf. aussi §I.2.1). Cependant, nous avons démontré que la largeur du lobe principal ne dépend pas de la forme des lobes secondaires. Par conséquent,  $f_0$  ne constitue pas un critère de résolution fiable. Cette observation a été à l'origine de travaux de Widess (1982) et Berkhout (1984) sur la définition d'un paramètre définissant la résolution d'une ondelette. Afin de comprendre le problème nous allons analyser l'exemple suivant :

Soit  $k_H(t)$  et  $k_L(t)$  deux ondelettes avec la même largeur du lobe principal  $\tau_0$ . L'ondelette « H » est choisie de manière à présenter les lobes secondaires fortes et ondelette « L » sera dépourvue de lobes secondaires (Fig. II.20).

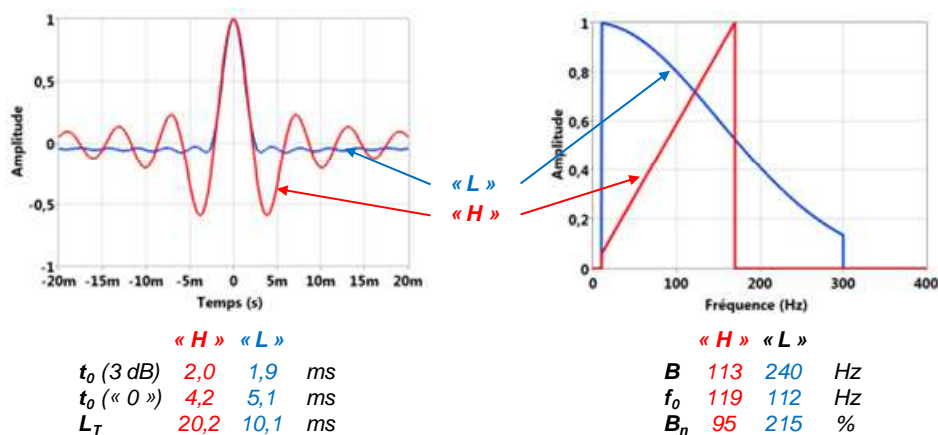


Figure II.20 : (à gauche) Ondettes de Klauder « H » (rouge) et « L » (bleu) et leurs paramètres temporels ; (à droite) Spectres d'ondelettes « H » et « L » et leurs paramètres.

Nous allons simuler pour chaque des ondelettes un fragment de la trace sismique avec deux réflecteurs en supposant que le signal de réflexion possède la forme de l'ondelette. Nous allons considérer deux cas, définis comme les cas de base par Berkhout (1984) :

- Les réflexions (ondelettes) ont les amplitudes comparables ;
- Une réflexion possède l'amplitude considérablement plus forte que l'autre.

Le résultat est montré sur la Figure II.21.

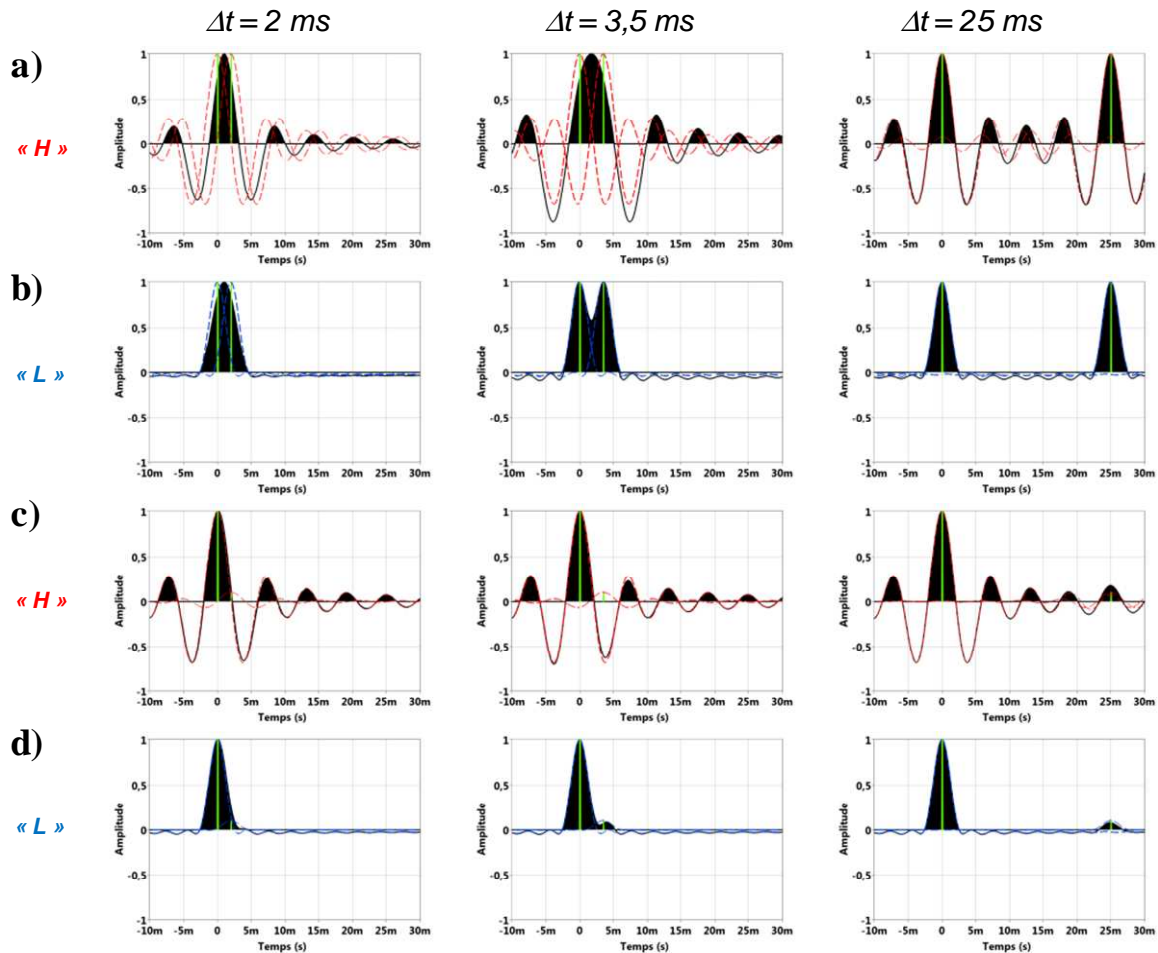


Figure II.21 : Simulation des traces sismiques avec les ondelettes « H » et « L ». Lignes en pointillés sont les ondelettes de réflexion, pics verts indiquent les instants correspondant aux réflexions ( $\Delta t$  est le temps entre réflexions) et les courbes noires sont les traces simulés : (a) et (c) Résultats pour l'ondelette « H » ; (b) et (d) Résultats pour l'ondelette « L ».

Le tableau synthétise les observations sur la possibilité de résolution des échos dans les configurations montrées :

Tableau II.2 Estimations de la résolution des traces de la Figure II.21.

configuration	ondelette	échos résolus pour $\Delta t$		
		2 ms	3,5 ms	25 ms
Réflecteurs identiques	H	NON	NON	OUI
	L	NON	OUI	OUI
Réflecteurs différents	H	NON	NON	NON
	L	NON	NON	OUI



Pour l'ondelette « L », nous pourrions supposer que la longueur du lobe principal  $\tau_0$  constitue un critère de résolution suffisant : il est possible de distinguer parfaitement les réflecteurs dont l'espacement serait supérieur à  $\tau_0 \approx 1/2 \cdot f_0$ .

Pour l'ondelette « H » les réflexions ne sont pas distinguables pour  $\Delta t = 3,5 \text{ ms}$ , alors que pour ondelettes « L » elles l'étaient. De plus, la réflexion plus faible est difficilement distinguable même pour  $\Delta t = 25 \text{ ms}$ . Effectivement, cette ondelette fournit une résolution plus faible que l'ondelette « H ».

En observant les autres paramètres des ondelettes de la Figure II.20, nous constatons que l'ondelette « H » se caractérise par la durée effective  $L_T$  deux fois supérieure à celle d'ondelette « L ». En effet, suivant Berkhout (1984) ce paramètre serait adéquat pour l'estimation de la résolution d'ondelette puisqu'il prend en compte non uniquement la largeur du lobe principal mais aussi les lobes secondaires. Pour cette raison la valeur du paramètre  $L_T$  pour l'ondelette « H » est plus grande malgré la largeur du lobe principal identique. La longueur  $L_T$  semble alors plus représentative pour désigner la résolution que la largeur du lobe principal.

Le paramètre  $t_{diff}$  calculée à partir de la fonction  $A_{b-u}(t)$  désigne aussi de la concentration de l'énergie de l'ondelette autour de  $t = 0$ . Nous pouvons alors supposer que l'information fournie sur la forme d'ondelette sera similaire à celle donnée par  $L_T$ .

Finalement, la valeur de l'estimateur de résolution défini par Widess (1984)  $P_a = 2B$  est aussi plus grande pour ondelette « L » que pour « H » ; ce paramètre permet aussi de départager les deux ondelettes en fonction de leur résolution. Ce paramètre compare la valeur maximale et l'énergie totale de l'ondelette ( $P_a = A_{max}/E$ ) mais la valeur  $P_a$  ne dépend pas de la répartition de l'énergie entre le lobe principal et les lobes secondaires. Ainsi pour une valeur  $P_a$  nous pouvons avoir :

- un signal à lobe principal large et lobes secondaires faibles ;
- un signal à lobe principal étroit et lobes secondaires forts.

Ce paramètre est alors utile pour l'évaluation de la résolution car il prend aussi en compte la largeur du lobe principal et le niveau des lobes secondaires.

Le paramètre  $B_n$  pour ondelette « L » est plus grand que pour l'ondelette « H ». Ceci concorde avec les observations du paragraphe précédent : plus cette valeur est faible, plus les lobes secondaires sont forts. Cependant, cette valeur ne donne aucune information sur la durée du lobe principal.

Cette discussion nous permet de définir les estimateurs de résolutions potentiels. Le Tableau II.3 regroupe ces paramètres en indiquant la méthode de calcul de la résolution temporelle  $\delta_t$  à partir de chacun d'entre eux. Les constantes  $a$  et  $b$  ne sont pas définis puisque leurs valeurs dépendent du critère de la distinction entre deux réflexions.

Tableau II.3 Estimateurs de la résolution d'ondelette.

Partie contributrice de l'ondelette	POK		définition	Résolution
<i>Lobe principal</i>	<i>Largeur du lobe principal</i> <i>Fréquence centrale</i>	$\tau_0$ $f_0$	§ II.2.1.1 Eq. II.32	$\delta_t = a \cdot \tau_0 \sim a \cdot 0,5 \cdot f_0^{-1}$ $a = 0,25 \div 1$
<i>Lobe principal et lobes secondaires</i>	<i>Bande fréquentielle</i> <i>Puissance d'acquisition</i>	$B$ $P_a$	Eq. II.28 Eq. II.36	$\delta_t = a \cdot P_a^{-1} = 2 \cdot a \cdot B^{-1}$ $a = 0,5 \div 2$
	<i>Durée effective</i> <i>Temps de différence de l'amplitude intégrale</i>	$L_T$ $t_{diff}$	Eq. II.37 § II.2.1.3	$\delta_t = a \cdot L_T$ $\delta_t = b \cdot t_{diff}$ $a, b = 0,5 \div 2$
<i>Lobes secondaires</i>	<i>Bande normalisée</i>	$B_n$	Eq. II.34	–

L'analyse des différents critères de résolution montre qu'un critère universel permettant d'estimer la résolution d'ondelette n'existe pas. Le choix du paramètre (ou paramètres) de la résolution devrait ainsi correspondre aux besoins spécifiques de la mesure sismique. Ainsi, si uniquement la largeur du lobe principal est importante (les amplitudes de réflexions comparables), il suffit de calculer un  $f_0$  suffisant. Si les lobes secondaires doivent être minimisés, c'est le paramètre  $L_T$  qui peut être utile, éventuellement  $t_{diff}$  ou  $P_a$ . Le paramètre  $f_0$  peut aussi être utile mais il doit être accompagné par  $B_n$ . En pratique, la maximalisation de la bande normalisée  $B_n$  (paramètre facile à calculer) permet d'estimer rapidement le niveau des lobes secondaires mais dans ce cas il est nécessaire d'estimer la résolution par un autre critère.

La procédure du choix du signal source doit alors prendre en compte toutes ces possibilités et permettre de choisir un signal  $k_R(t)$  suivant le critère de résolution considéré le plus approprié dans une situation donnée.

Dans ce qui suit nous allons examiner l'influence de changement de certains paramètres du spectre  $K(f)$  sur les estimateurs de la résolution. Ceci permettra d'observer quantitativement les dépendances entre les paramètres du spectre (qui sont équivalents aux paramètres du signal source) et la résolution.

### II.4.1 Influence de la fréquence maximale sur la résolution

Considérons deux ondelettes définies entre  $f_{min}$  et  $f_{max}$ . Nous allons observer les changements d'estimateurs temporels et spectraux de la résolution en fonction de la fréquence finale  $f_{max}$  tout en gardant la même forme du spectre (Figure II.22).

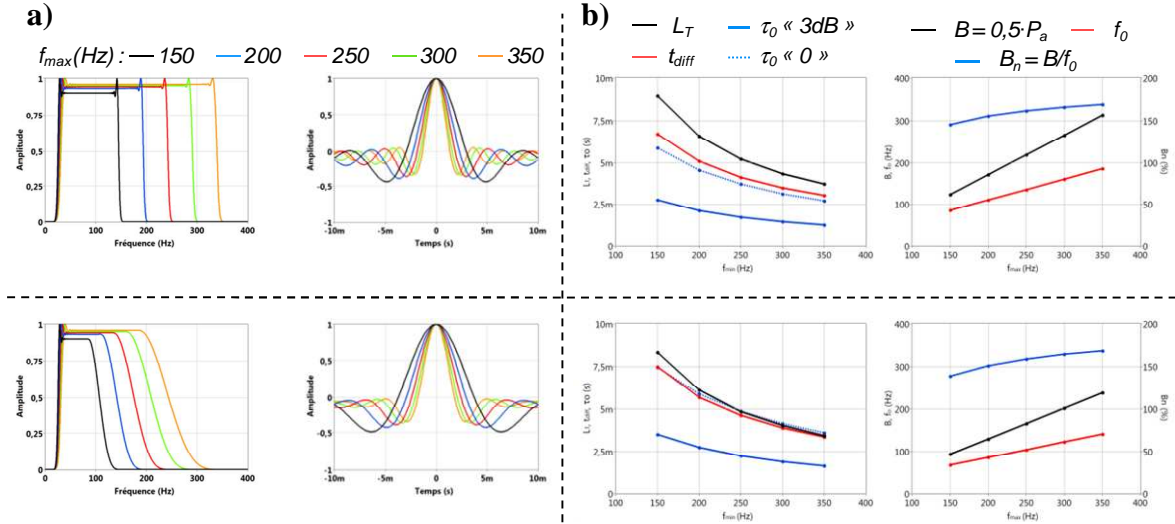


Figure II.22 : (a) Deux types de spectres avec le support  $f_{min} = 20$  Hz et  $f_{max}$  variable et les ondelettes de Klauder correspondantes ; (b) Estimateurs de la résolution par rapport aux formes temporelles (à gauche) et aux spectres en fonction de  $f_{max}$ .

Nous constatons que l'augmentation du support en fréquence est accompagnée par l'amélioration visuelle de la forme d'ondelette (lobe principal plus étroit). Tous les estimateurs de la résolution évoluent de la même manière, vers les valeurs plus optimales. L'ondelette avec la pondération des hautes fréquences possède le lobe principal plus large et les lobes secondaires plus faibles (conformément aux observations du paragraphe précédent) ce qui résulte en valeurs de  $f_0$ ,  $\tau_0$  et  $B$  plus faibles que pour l'ondelette Boxcar et  $t_{diff}$  plus grand (donc la résolution plus faible selon ces critères). Les valeurs de  $\tau_0$  et  $t_{diff}$  sont quasi identiques et les valeurs de  $L_T$  sont plus faibles (meilleure résolution) pour ondelette pondérée. Cependant les écarts des valeurs sont faibles.

### II.4.2 Influence de la fréquence minimale sur la résolution

Nous utilisons les ondelettes à spectres identiques que dans le paragraphe précédent mais en fixant la fréquence maximale  $f_{max}$  et faisant varier la fréquence minimale  $f_{min}$  (Figure II.23).

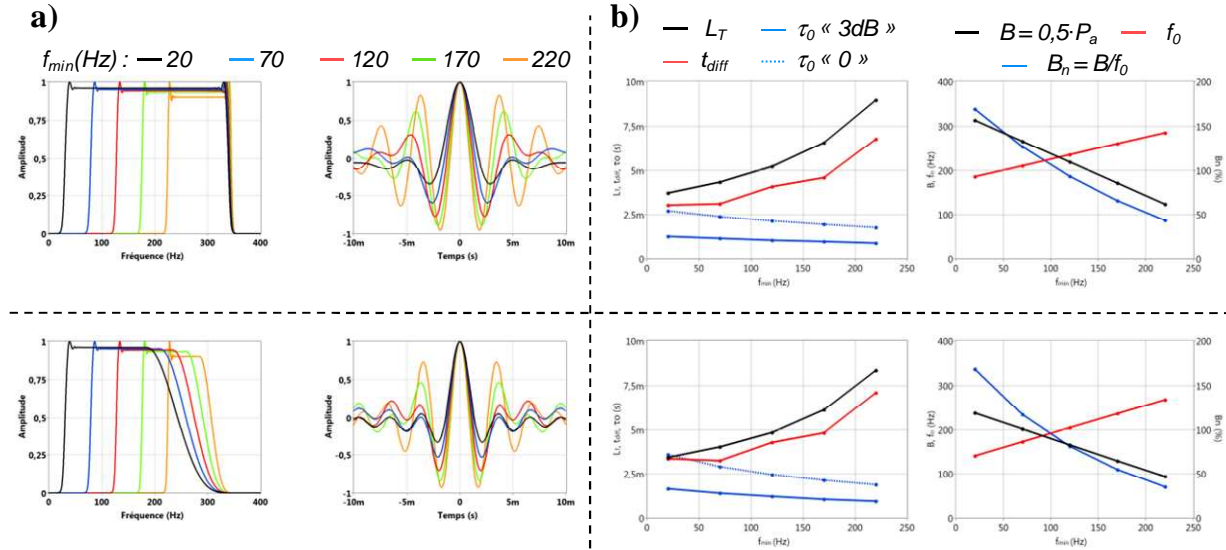


Figure II.23 : (a) Deux types de spectres avec le support  $f_{max} = 350$  Hz et  $f_{min}$  variable et les ondelettes de Klauder correspondantes ; (b) Estimateurs de la résolution par rapport aux formes temporelles (à gauche) et aux spectres en fonction de  $f_{min}$ .

Nous constatons que, à l'identique de l'exemple précédent, l'évolution de tous les estimateurs du spectre suit le même sens : l'augmentation de la fréquence  $f_{min}$  dégrade la résolution. Une seule exception est la fréquence centrale  $f_0$  qui indique l'augmentation de la résolution. En comparant les valeurs avec les formes de signaux nous constatons que ce paramètre ne constitue pas un estimateur de la résolution fiable.

### II.4.3 Influence de la translation du spectre sur la résolution

Considérons ensuite une ondelette Boxcar sur le support  $f_{min}$  et  $f_{max}$ . Nous allons observer les changements d'estimateurs temporels et spectraux de la résolution en fonction de la fréquence finale  $f_{max}$  tout en gardant la même forme du spectre (Figure II.24).

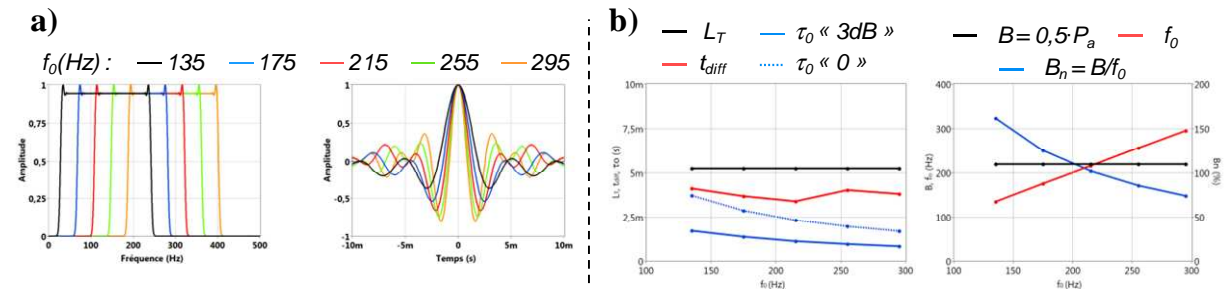


Figure II.24 : (a) Spectres avec le support 230 Hz et la fréquence centrale  $f_0$  variable et les ondelettes de Klauder correspondantes ; (b) Estimateurs de la résolution par rapport à la forme temporelle (à gauche) et au spectre en fonction de  $f_0$ .

Les résultats sont plus intéressants que dans les cas précédents. Les paramètres  $B$  ( $P_a$ ) et  $L_T$  sont identiques quelle que soit la fréquence centrale. En effet, l'augmentation de la fréquence  $f_0$  entraîne l'augmentation de niveau de lobes secondaires mais la diminution de la largeur du lobe principal permet de compenser la perte de résolution. Il semble qu'en pratique la

possibilité de séparer sur la trace sismique deux ondelettes à formes montrées sur la Figure II.24, serait similaire indépendamment de la résolution.

Le paramètre  $t_{diff}$  prend des valeurs irrégulières ce qui est dû au paramétrage du calcul montre les limites d'utilisation de ce paramètre. Finalement, un seul paramètre qui signale la dégradation de l'ondelette (lobes secondaires) est la bande normalisée  $B_n$  ce qui prouve son utilité.

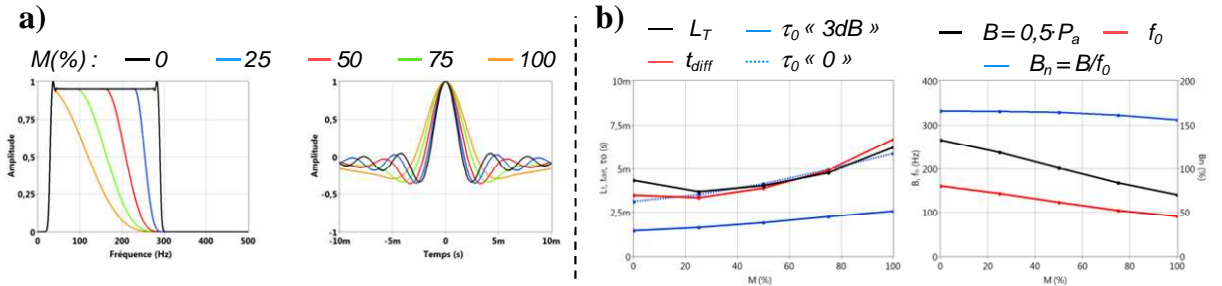
#### II.4.4 Influence de la pondération des hautes fréquences sur la résolution

Considérons un spectre défini sur le support  $\langle f_{min}, f_{max} \rangle$  comme suit :

$$\begin{aligned} f \in \langle f_{min}, f_H \rangle &\Rightarrow K_R(f) = 1 \\ f \in \langle f_H, f_{max} \rangle &\Rightarrow K_R(f) = \cos^N \left( \frac{\pi}{2} \cdot \left( \frac{f_{max} - f}{f_H - f_{max}} \right) \right) \\ f_H &= f_{max} - M \cdot (f_{max} - f_{min}) \\ M &\in \langle 0, 1 \rangle \text{ et } N > 0 \end{aligned} \quad (II.69)$$

Le spectre défini par l'équation (II.69) est un spectre Boxcar dont la discontinuité pour  $f_{max}$  a été remplacée par une fonction dont  $N$  et  $M$  sont les paramètres. On parle de la **pondération** du spectre, dans ce cas la pondération est appliquée aux fréquences hautes. Le paramètre  $N$  exprime l'ordre de la pondération et  $M$  désigne la longueur de pondération (en % de la longueur totale du Boxcar). Notons que si  $M = 1$  ou  $N = 0$  le spectre  $K_R(f)$  devient une fonction Boxcar. En faisant varier les deux paramètres de l'équation (II.69) il est possible d'analyser l'influence de la forme de la pondération ( $N$ ) ainsi que sa longueur ( $M$ ).

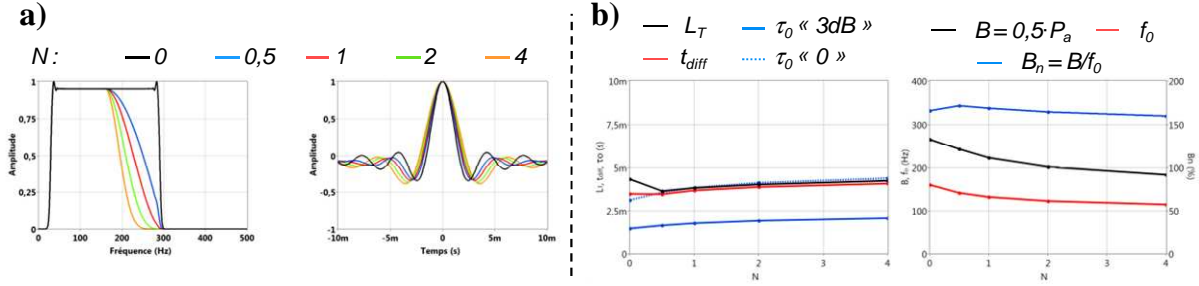
Nous commençons par la variation de la longueur de pondération  $M$  en fixant  $N = 2$ . Les résultats sont présentés sur la Figure II.25 :



**Figure II.25 :** (a) Spectres avec la pondération des hautes fréquences variable et les ondelettes de Klauder correspondantes ; (b) Estimateurs de la résolution relatifs à la forme temporelle (à gauche) et au spectre en fonction de la longueur de pondération  $M$ .

Les paramètres spectraux  $f_0$  et  $B$  indiquent la diminution de la résolution avec augmentation de la longueur de la pondération. La même tendance est suivie par les paramètres temporels sauf  $L_T$  et  $t_{diff}$  qui affichent la valeur optimale pour  $N = 25\%$ . Ceci suggère que la diminution du niveau des lobes secondaires a été plus significative que l'élargissement du lobe principal. Notons que la valeur du paramètre  $B_n$  est aussi optimale pour  $N = 25\%$ . Ceci indique que la pondération trop importante entraîne la perte de résolution, en revanche son application à une petite partie du spectre de l'ordre de 20% a un effet positif.

Analysons ensuite l'influence de l'ordre de pondération pour  $M = 50\%$ . Les résultats sont présentés sur la Figure II.26 :



**Figure II.26 :** (a) Spectres avec la pondération des hautes fréquences variable et les ondelettes de Klauder correspondantes ; (b) Estimateurs de la résolution par relatifs à la forme temporelle (à gauche) et au spectre en fonction de forme de pondération  $N$ . Notons que le paramètre  $B_n$  varie très peu.

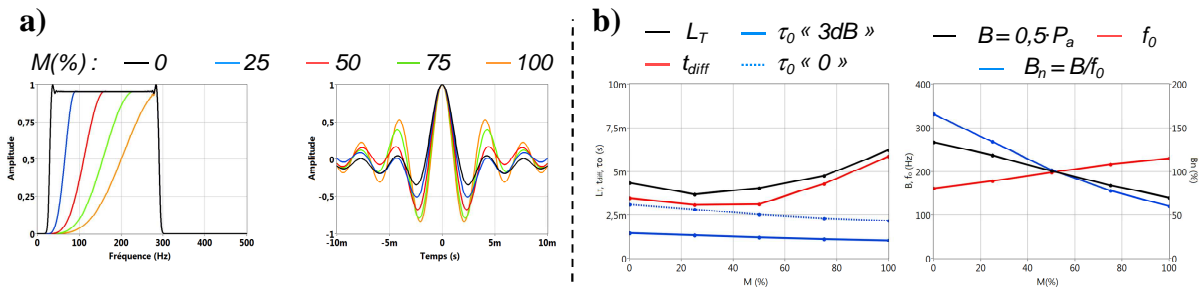
Les changements introduits dans les spectres sont moins importants que dans l'exemple précédent. Les paramètres fréquentiels indiquent la perte de résolution sauf  $B_n$  qui est optimal pour  $N = 0,5$ . Notons que la même information est fournie par les estimateurs  $L_T$  et  $t_{diff}$ . Ceci confirme l'observation de l'exemple précédent : une pondération augmente la résolution ( $L_T$  lorsque la fréquence centrale  $f_0$  diminue moins que la bande  $B$ ).

#### II.4.5 Influence de la pondération des basses fréquences sur la résolution

Considérons un spectre défini sur le support  $\langle f_{\min}, f_{\max} \rangle$  comme suit :

$$\begin{aligned}
 f \in \langle f_{\min}, f_B \rangle &\Rightarrow K_R(f) = \cos^N \left( \frac{\pi}{2} \cdot \left( \frac{f - f_{\min}}{f_B - f_{\min}} \right) \right) \\
 f \in \langle f_B, f_{\max} \rangle &\Rightarrow K_R(f) = 1 \\
 f_B &= f_{\min} + M \cdot (f_{\max} - f_{\min}) \\
 M &\in \langle 0, 1 \rangle \text{ et } N > 0
 \end{aligned} \tag{II.70}$$

Similairement à l'exemple précédent, l'équation (II.70) définit la pondération par la fonction cosinus, mais appliqué ici à la partie initiale du spectre Boxcar. Analysons l'influence du paramètre  $M$  (longueur de la pondération) sur la résolution en fixant  $N = 2$  (Figure II.25) :

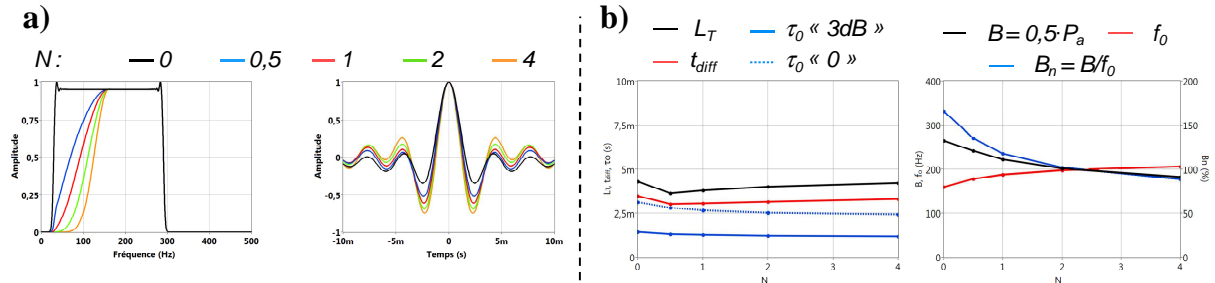


**Figure II.27 :** (a) Spectres avec la pondération des basse fréquences variable et les ondelettes de Klauder correspondantes ; (b) Estimateurs de la résolution par rapport à la forme temporelle (à gauche) et au spectre en fonction de la longueur de pondération  $M$ .

Dans cet exemple nous observons l'augmentation de lobes secondaires et diminution de la largeur du lobe principal. Bien évidemment, les paramètres  $f_0$  et  $t_0$  indiquent l'augmentation de la résolution alors que  $B$  indique sa diminution. Similairement à l'exemple précédent,  $L_T$  et  $t_{diff}$  possèdent suggèrent l'augmentation de la résolution pour les valeurs de  $M$  faibles, mais contrairement à l'exemple précédent ceci n'est pas confirmé par l'analyse visuelle des ondelettes de la Figure II.25. Ceci est du au fait que nous observons uniquement la partie

centrale de l'ondelette alors que dans les calculs c'est l'ondelette entière qui est caractérisée. Ceci indique qu'il serait souhaitable d'isoler la partie centrale pour les calculs afin d'obtenir les valeurs plus pertinentes.

Analysons ensuite l'influence de l'ordre de pondération pour  $M = 50\%$ . Les résultats sont présentés sur la Figure II.28 :



**Figure II.28 :** (a) Spectres avec la pondération des hautes fréquences variable et les ondelettes de Klauder correspondantes ; (b) Estimateurs de la résolution par rapport à la forme temporelle (à gauche) et au spectre en fonction de forme de pondération  $N$ .

Les conclusions pour cet exemple sont similaires à celles du paragraphe précédent pour le cas analogique : les variations de tous les paramètres sont minimales.  $L_T$  et  $t_{diff}$  indiquent l'amélioration de la résolution mais contrairement à la pondération des hautes fréquences ceci n'est pas confirmé par le paramètre  $B_n$ . L'observation de la Figure II.28 permet de constater que l'augmentation des lobes secondaires est importante et seul le paramètre  $B_n$  permet d'en prédire.

## II.4.6 Conclusion intermédiaire

Les exemples présentés dans les paragraphes permettent d'estimer l'influence des modifications du spectre les plus courants sur la résolution. Il en découle que :

- il est nécessaire de maximaliser la bande passante  $B$  du signal émis. La maximalisation de la fréquence centrale  $f_0$  n'a aucun effet si la bande fréquentielle reste identique ;
- la bande normalisée  $B_n$  permet d'estimer rapidement le niveau des lobes secondaires. Pour une valeur de  $B$  donnée, l'ondelette avec  $f_0$  plus faible aura les lobes secondaires plus faibles ;
- pour un support en fréquence donnée, la pondération du spectre diminue généralement la résolution.
  - la pondération de basses fréquences augmente les lobes secondaires et diminue la largeur du lobe principal. Si la forme de la pondération est bien choisie ( $f_0$  diminue plus rapidement que  $B$ ) il est possible que la résolution soit améliorée ;
  - la pondération de hautes fréquences diminue les lobes secondaires et diminue la largeur du lobe principal.

Ces observations permettent d'analyser l'utilité des différents paramètres pour l'estimation de la résolution. Ainsi, nous pouvons formuler les recommandations pratiques pour la mesure de la résolution :

- les paramètres  $L_T$  et  $t_{diff}$  permettent d'estimer la résolution de l'ondelette, mais leur calcul les complique et doit être paramétré ;
- les paramètres  $B$  ( $P_a$ ) et  $f_0$  ( $1/\tau_0$ ) seuls ne sont pas suffisants mais accompagnés par  $B_n$  constituent une estimation de la résolution fiable et facile à calculer. Notons également qu'ils peuvent être calculés à partir de l'ondelette  $k_R(t)$  aussi bien qu'à partir de son spectre  $K_R(f)$  ;

Finalement, la maximalisation de la résolution est obtenue par :

- maximalisation simultanée de la bande normalisée et de la fréquence centrale ;
- la pondération du spectre Boxcar. La fonction de pondération doit être choisie de manière appropriée (un compromis lobe principal/lobes secondaires).

Etant donnée que le support en fréquence  $\langle f_{min}, f_{max} \rangle$  est toujours limité, les points précités permettent de construire une ondelette  $k_R(t)$  « idéale » au regard des estimateurs de la résolution. La procédure de choix du signal source doit offrir à l'utilisateur le choix de l'estimateur de la résolution qui convient le mieux à son application.

Toute discussion jusqu'ici était relative à l'ondelette émise. Afin d'estimer la résolution de la trace sismique il convient d'inclure l'influence de la « propagation » de l'ondelette dans la structure géologique. Une telle analyse est présentée dans le paragraphe suivant.



## II.5 Influence de la propagation sur la résolution

Au début de ce chapitre nous avons défini la trace sismique corrélée  $x_C(t)$  comme une fonction de l'ondelette de Klauder  $k_R(t)$  (équation II.16). Elle constitue une suite de répliques de  $k_R(t)$  affectés par l'atténuation de la structure géologique : signaux réfléchis. Nous allons alors estimer les paramètres de ces signaux, la résolution notamment, par rapport aux paramètres de l'ondelette émise.

Nous allons nous référer à ces paramètres comme **Paramètres d'enregistrement Sismique (PRS)** définis sur une ou plusieurs traces qui constituent le sismogramme. Dans ce qui suit, nous allons chercher les modifications de l'ondelette de Klauder dans la trace sismique i.e. les relations **POK**  $\leftrightarrow$  **PRS**.

### II.5.1 Modification de l'ondelette de Klauder par propagation

#### II.5.1.1 Influence de l'atténuation

Une onde réfléchie de l'interface géologique  $i$  est affectée par l'atténuation qui dépend de la profondeur de l'interface  $d$ , et de l'atténuation des couches traversées. L'ondelette est alors modifiée par le filtre défini par l'équation II.9. Plus précisément, c'est le signal envoyé  $s_R(t)$  qui est filtré, après la corrélation nous obtenons le signal  $k_i(t)$  dont le spectre est :

$$K_i(f) = S_R(f) \cdot Q(f, d) \cdot S_R^*(f) = k_R(t) \cdot Q(f, d) \quad (\text{II.71})$$

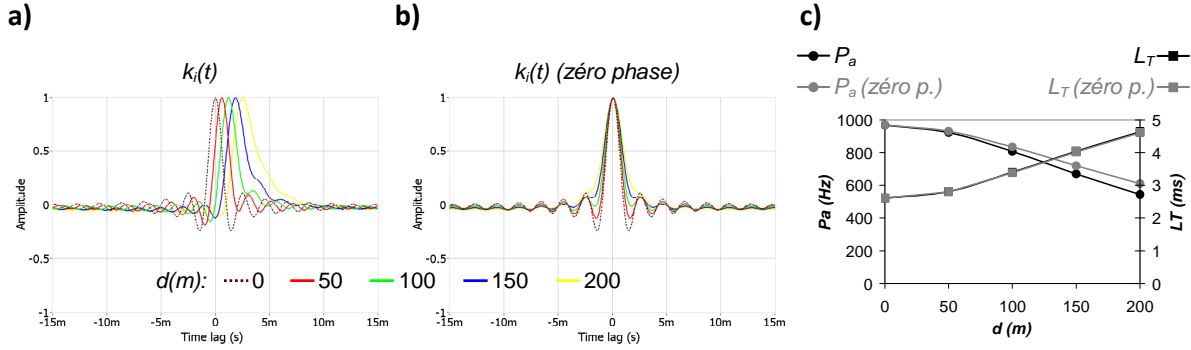
Le spectre d'amplitude du filtre  $q(t, i)$  est présenté sur la Figure II.2. Nous constatons que la modification du spectre d'amplitude n'est que la **pondération des hautes fréquences**. Rappelons que cette pondération :

- élargit le lobe principal ;
- diminue le niveau des lobes secondaires ;
- dégrade la résolution.

Ces phénomènes sont plus accentués lorsque le coefficient d'atténuation et la profondeur  $d$  sont plus élevés. La fonction de pondération étant de type  $\exp(-t)$ , nous n'attendons pas le changement de la vitesse d'évanescence des lobes secondaires (les dérivées du spectre discontinues resteront discontinues) en revanche le niveau de lobes secondaires sera diminué (l'ampleur des discontinuités sera diminué). Ceci est assimilable à la pondération des hautes fréquences.

Le spectre de phase de l'ondelette est aussi modifié, par conséquent, elle n'est plus zéro phase. La Figure II.29.a présente les ondelettes atténuées  $k_i(t)$  comparés à l'ondelette émise Boxcar  $k_R(t)$ , pour des profondeurs différentes. L'élargissement du lobe principal et la diminution des lobes secondaires sont facilement observables. Notons l'influence du changement de la phase des signaux  $k_i(t)$  sur leur forme temporelle : ils sont « tournés » vers les valeurs de temps positifs.

Afin de mieux observer l'effet de l'atténuation, la Figure II.29.b présente les ondelettes  $k_i(t)$  après la mise du spectre de phase à zéro (i.e.  $\phi(K_i(f)) = 0$ ). Nous donnons aussi les valeurs de  $P_a$  et  $L_T$  sur les figures afin d'illustrer la perte de résolution de l'ondelette par rapport à l'ondelette émise. Notons, que la modification du spectre de phase de l'ondelette par la propagation n'influe pas beaucoup sur ces valeurs i.e. il est possible de calculer les paramètres de l'ondelette de réflexion de la même manière que pour l'ondelette de Klauder.



**Figure II.29 :** (a) Corrélations d'un sweep linéaire 0-500 Hz avec les mêmes *sweeps* après un passage dans un milieu à  $Q = 30$  et réflexion à des profondeurs différentes  $d$  ; (b) Ondelettes de la figure (a) après la mise à zéro du spectre de phase ; (c) Valeurs de la puissance de résolution  $P_a$  et durée effective  $L_T$  pour les ondelettes  $k_i(t)$  (noir) et ondelettes zéro phase (gris).

Notons que la résolution d'ondelette, quelque soit le paramètre utilisé, est diminuée par l'atténuation. En définissant la résolution de l'ondelette émise nécessaire, il est alors indispensable de prendre en compte cet effet de filtrage du spectre. Notons aussi, que l'écart entre les ondelettes « réelles » et « zéro phase » n'est pas significatif pour la gamme de profondeurs simulée.

L'atténuation n'affecte pas uniquement la forme de spectre de l'ondelette émise mais diminue aussi son énergie. La perte d'énergie ne modifie pas directement la forme de l'ondelette mais la rend plus « sensible » au bruit aléatoire. L'effet est discuté dans le paragraphe suivant.

### II.5.1.2 Influence du bruit aléatoire

Le bruit aléatoire perturbe chaque signal enregistré. Il est alors nécessaire de comprendre comment il affecte les paramètres de la trace sismique, la résolution notamment.

Le bruit aléatoire corrélé  $n_{RC}(t)$  est caractérisé par son énergie comparée à l'énergie du signal émis :

$$SNR = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} K_R^2(f) df}{\int_{-\infty}^{\infty} N_{RC}^2(f) df} = \frac{E_k}{E_{NC}} \quad (II.72)$$

Si nous considérons le bruit aléatoire à distribution gaussienne et spectre blanc,  $N_{RC}(f)$  désigne le bruit filtré par le spectre  $S_R(f)$  :

$$N_{RC}(f) = N(f) \cdot S_R^*(f) \quad (II.73)$$

L'énergie de l'ondelette de Klauder est concentrée dans sa partie centrale (lobe principal) et dans les lobes secondaires. L'énergie du bruit non corrélée avec le signal  $S_R(f)$  est uniformément distribuée sur l'axe de temps.

Le bruit aléatoire peut alors être considéré comme **des lobes secondaires additionnels** ajoutés au signal de réflexion. En suivant ce raisonnement Widess (1982) modifie le paramètre  $P_a$  comme suit :

$$P_n = \frac{(\max(k_R(t)))^2}{E_k + E_{NC}} = \frac{(\max(k_R(t)))^2}{E_k \left(1 + \frac{1}{SNR^2}\right)} \quad (\text{II.74})$$

Il est évident que  $P_n < P_a$  mais si le niveau du bruit n'est pas excessif, la différence entre  $P_n$  et  $P_a$  est faible. A titre d'exemple pour  $SNR = 2$  (6 dB, alors un bruit relativement fort) nous obtenons  $P_n = 0.8 \cdot P_a$ .

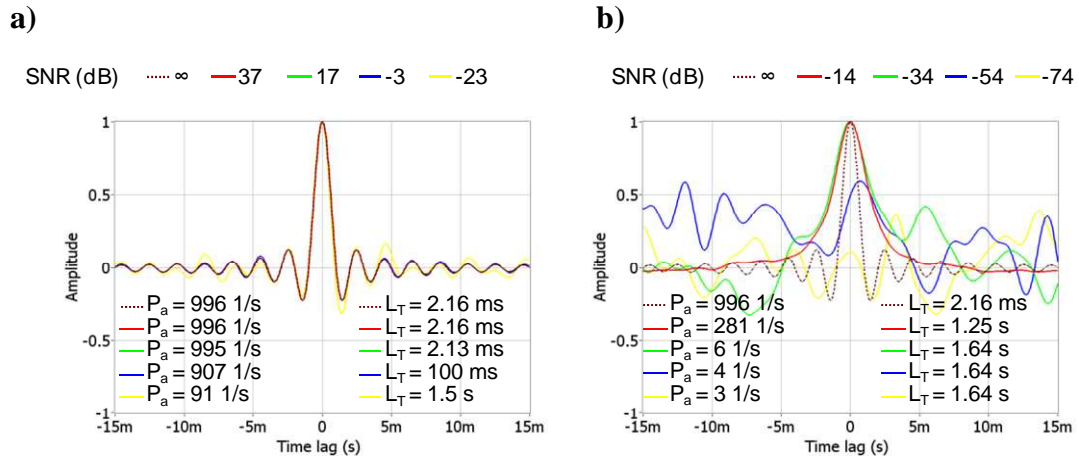
Berkhout (1984) ne modifie pas son paramètre  $L_T$  afin d'incorporer l'influence du bruit. En revanche, il introduit un nouvel paramètre : la détectabilité  $D_t$ , pour une ondelette zéro phase celui-ci est défini comme suit :

$$D_t = I_t \cdot q \quad (\text{II.75})$$

Le paramètre  $I_t$  est la « pureté spectrale » qui est en effet équivalente à  $P_a$ .  $q$  désigne la « pureté du signal » : le rapport signal/signal+bruit. Par conséquent, le paramètre  $D_t$  est équivalent au paramètre  $P_n$ .

Il est important à noter que les estimateurs de la résolution, définis par rapport au spectre de l'ondelette ( $f_0$  ou  $B_n$ ), ne seront pas affectés par le bruit si son spectre avant la corrélation était blanc.

La Figure II.30 illustre un exemple permettant de visualiser les effets induits par le bruit sur les paramètres  $P_a$  et  $L_T$ . Sur la section (a) l'ondelette de Klauder est affectée par le bruit gaussien à des niveaux différents. Section (b) présente le signal identique après la réflexion simulée à partir d'un réflecteur situé à la profondeur de 100 m et affectée par les mêmes *patterns* de bruit. Les paramètres  $P_a$  et  $L_T$  sont calculés pour chaque signal.



**Figure II.30 :** (a) Corrélation d'un sweep linéaire 0-500 Hz avec le même signal affecté par le bruit de niveaux différents, (b) Même que (a) mais le signal est affecté par l'atténuation correspondante à la réflexion de la profondeur  $d = 100$  m dans un matériau à  $Q = 30$ .

Notons que sur la Figure II.30 SNR désigne le rapport signal/bruit après corrélation. Ceci explique la bonne qualité des ondelettes sur la section (a). Bien évidemment, le rapport signal/bruit mesuré avant corrélation aurait été plus élevé.

Nous constatons que :

- Pour l'ondelette non atténuée, le bruit n'affecte pas le signal que pour les valeurs de SNR faibles (généralement négatives). Les changements des paramètres  $P_a$  et  $L_T$  indiquent une perte considérable de la résolution pour le SNR -23 dB (10 fois pour  $P_a$  et 80 fois pour  $L_T$  environ). Cependant l'analyse visuelle de la section (a) de la Figure II.30 n'indique pas une telle dégradation de l'ondelette. Les valeurs excessives de ces deux paramètres sont dues à la méthode de calcul : ils sont calculés sur la longueur entière de l'ondelette alors que nous nous intéressons uniquement à sa partie centrale.
- Pour l'ondelette atténuée, le même bruit résulte en valeurs de SNR beaucoup plus élevés. La perte de résolution due à l'atténuation seule (paragraphe précédent) ne serait pas très importante, mais le bruit en dégrade dramatiquement.

Par conséquent le choix du signal source ne peut être limité uniquement au choix de la forme de l'ondelette. Le bruit est aussi un facteur important et il doit être pris en compte dans cette procédure. Ceci peut se faire :

- (i) par augmentation de l'énergie émise  $E$  par la source. Dans le cas des sources vibratoires celle-ci dépend de la puissance de la source et de la durée  $T$  du signal  $s_R(t)$  (Misaridis et Jenesen, 2005a) :

$$E_S = \frac{1}{b} \cdot \int_0^B A_{\max}^2 df = \frac{1}{b} \cdot B \cdot A_{\max} = \frac{T}{B} \cdot B \cdot A_{\max} = T \cdot A_{\max} \quad (\text{II.76})$$

La puissance est déterminée par la source, il est alors nécessaire de maximiser la durée de l'émission du signal.

- (ii) par augmentation de nombre de signaux émis dans la même configuration source - géophones (*vertical stacking*). Soit  $K$  le nombre des traces sommées (stackées), l'énergie du bruit enregistré  $N$  par rapport à l'énergie du signal utile  $E_x$  est diminuée selon la relation (e.g. Brouwer et Helbig, 1998) :

$$\frac{E_x}{N_R} = \frac{E_{x-stack}}{N_{R-stack}} \cdot \sqrt{K} \quad (\text{II.77})$$

Autrement dit, le rapport signal/bruit (SNR) est proportionnel à la racine carrée de nombre des traces identiques sommées.

- (iii) par limitation du spectre du signal aux zones du bon rapport signal/bruit. L'opérateur du système doit alors pouvoir mesurer sur le terrain le niveau du bruit et ses propriétés spectrales.

Notons que (iii) peut impliquer le choix d'une ondelette qui sera moins optimale que prévu. Ainsi, en addition aux limitations techniques pour le choix des PSS évoqués dans le paragraphe II.3.4, il est aussi nécessaire de prendre en compte les limitations impliquées par la présence du bruit aléatoire.

### II.5.1.3 Influence du bruit cohérent

Le bruit cohérent est constitué de tous les types d'ondes générées par la source, qui ne sont pas exploitées dans la sismique réflexion (e.g. réfractions, ondes de surface). Par conséquent, il se manifeste sous forme d'« ondelettes de Klauder déformées » ajoutées à la trace sismique.

La dégradation de la trace sismique due au bruit cohérent est difficile à estimer de manière quantitative. En général l'amplitude élevée des ondelettes provenant de ce type de bruit pose

le même problème que les lobes secondaires forts des signaux de réflexion : i.e. il existe un risque de masquage des réflexions faibles.

Les caractéristiques de base de certains types de signaux du bruit cohérent sont bien connues. Par exemple les fréquences basses contribuent dans la génération des ondes de surface et les fréquences hautes contribuent la propagation des ondes aériennes (e.g. van der Veen et al, 1999). Le niveau de bruit cohérent dépend aussi en partie du type de la source.

Du point de vue du choix du signal source, une seule mesure à entreprendre est d'identifier les zones fréquentielles qui privilégient la génération du bruit cohérent et concevoir le spectre du signal émis qui les évitera. Similairement au cas du bruit aléatoire, le spectre du signal doit être modifié, afin d'éviter le bruit cohérent.

En revanche, à l'opposé du bruit aléatoire, l'influence du bruit cohérent peut être en partie limitée par d'autres moyens :

- choix d'un vibreur qui génère des ondes aériennes et ondes de surface faibles ;
- choix des paramètres d'acquisition selon le principe de la fenêtre d'observation optimale (OOW), comme nous l'avons présenté dans le chapitre I.3.2. La maximalisation de la résolution facilite le choix de la OOW ;
- comme le niveau et la bande fréquentielle du bruit cohérent dépendent aussi des caractéristiques du terrain, un choix de  $K(f)$  approprié peut permettre de limiter son influence sur la trace sismique.

## II.5.2 Compensation de l'atténuation

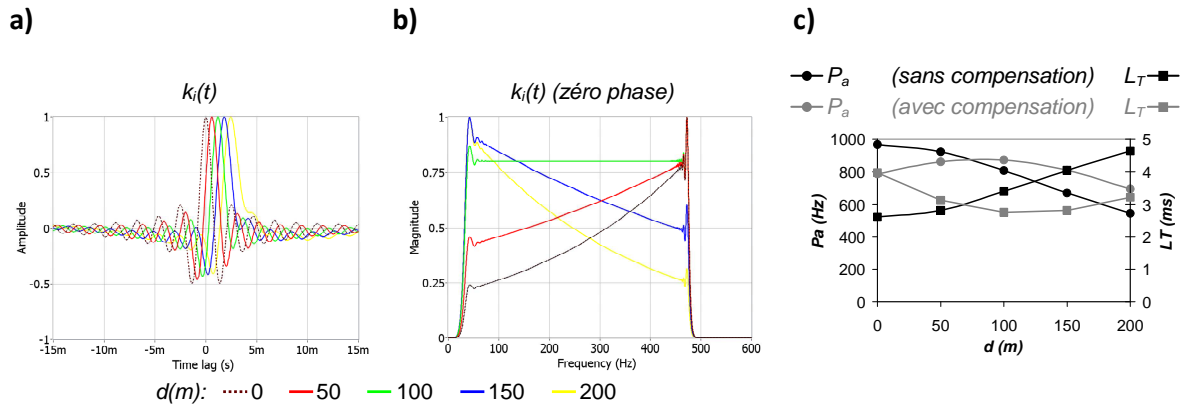
Le signal de réflexion est affecté par l'atténuation, ce qui correspond à la pondération des hautes fréquences. L'élargissement subséquent du lobe principal et la perte de résolution sont généralement non souhaitables. Il existe une méthode qui permet de compenser l'atténuation.

La procédure consiste à utiliser un sweep « logarithmique » ou « exponentiel » (e.g. Cunningham, 1979 ; Pritchett, 1994). Le principe est simple : si les valeurs du spectre d'amplitude de l'ondelette  $k_R(t)$  sont atténuées avec la loi  $\exp(f)$  (Eq. II.7) il faut que cette dernière possède un spectre dont les valeurs augmentent selon la même loi. Ainsi, pour une profondeur donnée, le spectre du signal réfléchi aura une forme souhaitée.

Considérons un exemple du signal émis de type sweep linéaire  $0 - 500 \text{ Hz}$ . Si nous souhaitons obtenir un spectre plat (Boxcar) du signal réfléchi, il faut appliquer une compensation qui en garantira. Figure II.31 présente les ondelettes de réflexion à partir des interfaces situées sur les profondeurs différentes dans un milieu à  $Q = 30$ . La compensation du sweep appliqué a été choisie afin d'obtenir le spectre plat pour la réflexion correspondant à la profondeur  $100 \text{ m}$ . Nous observons la maximalisation du paramètre  $P_a$  pour cette profondeur et paramètre  $L_T$  est en effet minimisé. Cette exemple simple montre qu'il est en effet possible de compenser le signal source afin d'obtenir la résolution voulue à une profondeur donnée.

Malheureusement, la procédure de compensation présentée possède trois défauts majeurs :

- (i) La connaissance des paramètres de la structure géologique est nécessaire afin de calculer les paramètres du signal source permettant d'effectuer la compensation. En pratique une analyse comparative du signal de réflexion choisi, pour les signaux de test (avec les coefficients de compensation différents) serait nécessaire.
- (ii) Dans l'exemple présenté sur la Figure II.31 la résolution de l'ondelette correspondant à la profondeur  $100\text{ m}$  est améliorée, pareillement pour les profondeurs plus grandes. En revanche, l'ondelette antérieure ( $50\text{ m}$ ) est dégradée, avec le niveau des lobes secondaires plus élevé. En effet, la compensation correspond à la pondération de basses fréquences, la résolution est alors diminuée. Si les réflexions précédant le signal compensé sont plus fortes (normalement c'est le cas), leur niveau excessif des lobes secondaires risque de masquer les réflexions postérieures y compris celle compensée.



**Figure II.31 :** (a) Corrélations d'un sweep linéaire 0-500 Hz avec les mêmes *sweeps* après un passage dans un milieu à  $Q = 30$  et réflexion à des profondeurs différentes  $d$  ; (b) Spectres d'amplitude des ondelettes (a); (c) Valeurs de la puissance de résolution  $P_a$  et durée effective  $L_T$  pour les ondelettes sans compensation (noir) et ondelettes avec compensation (gris).

- (iv) La forme de l'ondelette est en effet améliorée par la compensation mais son énergie est diminuée. Nous avons précisé, que l'atténuation résulte en diminution des valeurs du spectre pour les hautes fréquences. Cependant la compensation consiste en déplacement de l'énergie vers les hautes fréquences. Si l'énergie du signal est suffisante ceci peut être sans effet, mais en cas des sources à énergie faible le rapport signal/bruit du signal de réflexion peut descendre au-delà de la limite acceptable.

Le problème (ii) n'est pas important, si un traitement additionnel est effectué sur les traces sismiques e.g. le filtrage blanchisseur (*spectral whitening*). Il est sans aussi sans objet dans le cas d'utilisation de la déconvolution. Finalement, il serait aussi possible de modifier le signal de référence  $s_R(t)$  avant la corrélation au lieu de la compensation ce qui permettrait de modifier la forme de l'ondelette.

Toutes ces techniques ne sont pas applicables sur site, alors ils ne rentrent pas dans le cadre de notre travail. Notons que l'application de l'égalisation spectrale, appliquée lors du traitement du signal peut aussi compenser en partie la perte de résolution due à l'atténuation.

## II.6 Conclusions

Le travail présenté dans ce chapitre a permis de comprendre l'influence de la forme de l'ondelette de Klauder  $k(t)$  sur la trace sismique. Cet aspect est d'une importance majeure pour le développement de la procédure de choix du signal émis.

- les fonctions  $r(t)$  et  $e(t)$  ont été utilisées afin de construire un modèle permettant l'analyse de l'influence du signal émis sur la trace sismique ;
- l'analyse systématique des spectres des signaux (groupes « AB » et « CD ») a été proposée. Ceci a permis l'analyse de l'influence de la forme du spectre émis sur la forme temporelle de la signature de source après corrélation (ondelette de Klauder). Nous avons analysé la relation entre le spectre et le lobe principal/lobes secondaires de cette signature ;
- la faisabilité d'émission de signaux selon leur spectre d'amplitude a été analysée. Il a été démontré qu'un signal réalisable en pratique possèdera toujours des lobes secondaires ;
- nous avons effectué une synthèse des paramètres permettant d'exprimer la résolution de l'ondelette. Ceci a permis d'estimer l'utilité de ces paramètres dans le cadre de notre travail. Nous avons observé, qu'il n'existe pas un seul paramètre apte à décrire la résolution dans tous les circonstances ;
- nous avons montré comment l'atténuation affecte le signal émis et quels sont les méthodes de compensation. Il a été conclu, que l'énergie du signal émis doit être maximisée quelques soient les conditions d'application. Ainsi, le signal source, en plus d'offrir les **POK** (paramètres d'ondelette de Klauder) souhaités, il doit aussi assurer une énergie émise suffisante.

Ces conclusions indiquent les principes généraux de la procédure de génération de signaux pour la source vibratoire :

- le choix des paramètres du signal émis doit être souple. i.e. l'opérateur du système doit pouvoir émettre un signal  $k(t)$  avec des paramètres de son choix ;
- l'estimation de la résolution de l'ondelette de Klauder ainsi que de la trace sismique doit être possible par le biais de différents paramètres. L'opérateur doit choisir le paramètre le plus adapté à la situation donnée. Ce choix sera déterminé par les conditions de terrain et de la « fonction cible » de mesure.

Dans le chapitre suivant nous présentons la solution développée correspondant aux exigences formulées.





# CHAPITRE III

## SYSTEME DE PILOTAGE DE LA SOURCE VIBRATOIRE

*Ce chapitre présente l'ensemble du système de pilotage de la source vibratoire et d'acquisition, à savoir : les procédures de génération du signal, les principes de la procédure de génération et optimisation des sweeps (PGOS) et la description de la réalisation pratique du système de pilotage de la source permettant d'utiliser la PGOS. Cette description est divisée en deux parties : la première concerne tous les éléments (les sources, les dispositifs de contrôle, les dispositifs d'acquisition. La seconde explicite les développements logiciels : le programme contrôlant l'acquisition sismique et ses procédures essentielles.*

	Introduction.....	117
III.1	Cahier de charges relatif à la procédure de choix du signal.....	118
III.2	Génération du signal « sweep » à spectre quelconque.....	119
III.3	Partie « matériel » - système de pilotage de la source.....	133
III.4	Partie « logiciel » : PGOS et programme « SABAL ».....	142
III.5	Bilan des travaux.....	162



## Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter les travaux relatifs à l'optimisation d'une source vibratoire pour la sismique réflexion haute résolution. Les résultats de la recherche visant à définir des bases théoriques et le fonctionnement d'un système d'acquisition décrits dans le chapitre précédent serviront de référence pour la réalisation pratique d'un système de pilotage des sources vibratoires. Rappelons que, selon les conclusions de l'analyse, le spectre  $S_R(f)$  du signal émis doit être choisi de manière à optimiser les paramètres de l'image sismique (résolution, portée...). Ce choix est basé sur les conditions de terrain et les objectifs de l'expérimentation sismique.

Autrement dit, le système doit permettre de réaliser une « fonction cible » qui remplira les conditions et les exigences relatives à la résolution de l'image souhaitée pour une profondeur donnée, à la profondeur maximale atteinte, et au coût de l'expérimentation. Le système de pilotage de la source doit alors atteindre deux objectifs majeurs : (i) aider l'opérateur à choisir le signal source adéquat ; (ii) émettre ce signal.

Le travail sur le développement du système a suivi ce raisonnement. Dans ce qui suit nous allons présenter les solutions développées et adoptées au système de pilotage de la source vibratoire. Ensuite, la réalisation pratique de la procédure de génération et émission des signaux utilisant les ressources matérielles (*hardware*) et logicielles (*software*) seront abordées.

### III.1 Cahier de charges relatif à la procédure de choix du signal

L'analyse des divers aspects de la génération et la modification du signal lors des différentes étapes de l'acquisition sismique présentée dans le chapitre précédent permet de définir les objectifs du développement de la procédure de choix du signal source. Les paramètres clés de cette procédure peuvent être résumés comme suit :

- une simple simulation de la propagation dans la structure géologique doit être effectuée afin de déterminer approximativement les paramètres d'ondelette de Klauder (**POK**) nécessaires pour remplir la fonction cible. Elle peut être basée sur le modèle convolutionnel de la trace sismique, facile à calculer et à interpréter. L'utilisateur doit pouvoir analyser la trace sismique « synthétique » qualitativement et quantitativement, en utilisant les estimateurs de la résolution ;
- les paramètres de l'ondelette de Klauder (**POK**) sont une fonction des paramètres du signal source (**PSS**). Il est alors nécessaire de pouvoir générer les signaux source qui permettent d'obtenir une ondelette de Klauder considérée optimale dans les conditions données. Par conséquent, la procédure de génération des signaux doit offrir un grand choix des PSS ;
- l'énergie du signal émis doit être maximisée quelque soient les conditions d'application. La forme de l'ondelette de Klauder est caractérisée uniquement par la forme de son spectre. Le signal source, pour procurer les **POK** voulues, doit aussi assurer une énergie émise suffisante. Le système doit pouvoir s'adapter à n'importe quelle autre source vibratoire. Ceci permettra l'utilisation d'autres sources plus puissantes si nécessaire ;
- l'influence du couplage source – sol doit être neutralisé i.e.  $k_R(t) = k_O(t)$ . Il est alors indispensable de développer une procédure qui permettra d'obtenir l'ondelette émise  $k_R(t)$  aussi proche que possible de l'ondelette souhaitée  $k_O(t)$  ;
- l'opérateur doit avoir la possibilité d'analyser les paramètres du signal enregistré et corrélé  $x_C(t)$  (**PRS**) en temps réel afin de vérifier si la qualité souhaitée de l'image sismique peut être assurée. Les paramètres du signal émis (**PSS**) doivent être éventuellement ajustés en fonction de cette observation ;
- l'ensemble des opérations du choix du signal doit être simple et réalisable dans les conditions de terrain. Ceci n'exclut pas l'application éventuelle des techniques de traitement du signal visant à l'améliorer, mais l'objectif principal est d'obtenir en temps quasi-réel des résultats « exploitables » après les mesures.

### III.2 Génération du signal « sweep » à spectre quelconque

Dans le chapitre précédent nous avons utilisé le modèle convolutionnel de la trace sismique qui considère la fonction d'autocorrélation  $k_R(t)$  du signal émis  $s_R(t)$  comme le signal effectivement émis. Ce signal, appelée « ondelette de Klauder » ne dépend que du spectre d'amplitude du signal émis  $s_R(t)$  dont nous n'avons pas défini sa forme.

La procédure de génération et d'émission des signaux pour une source vibratoire nécessite une analyse plus profonde de la forme temporelle du signal émis. Le signal effectivement émis, appart d'avoir le spectre d'amplitude souhaité, doit aussi être adapté aux autres exigences imposées par la spécificité des sources vibratoires. Pour un vibreur à faible poids (portable) qui possède une puissance faible, il est nécessaire que :

- cette puissance soit utilisée de manière optimale ;
- l'énergie du signal émis puisse être augmentée selon les besoins.

Le signal permettant de satisfaire ces exigences est le signal à balayage fréquentiel (sweep). Dans ce qui suit nous allons présenter les méthodes d'émission de ce type de signaux adoptées dans notre système.

#### III.2.1 Principes des signaux à balayage fréquentiel

Nous avons déjà introduit les notions de base du signal à balayage fréquentiel (cf. II.1.2). La formule générale peut être écrite comme suit (Misaridis et Jensen, 2004b) :

$$s_R(t) = \Im \left( a(t) \cdot \exp \left( j \cdot 2\pi \int_0^t f(\tau) d\tau \right) \right) = A(t) \cdot \sin \left( 2\pi \int_0^t f(\tau) dt \right) \quad (\text{III.1})$$

$A(t)$  est l'amplitude instantanée et  $f(t)$  est la fréquence instantanée du sweep.

Dans le cas du sweep linéaire i.e. :

$$f(t) = f_0 - \frac{B}{2} + \frac{B}{T}t = f_{\min} + \frac{f_{\max} - f_{\min}}{T}t, \text{ pour } 0 \leq t \leq T \quad (\text{III.2})$$

la fonction  $f(t)$  est une fonction linéaire de temps dont la pente  $b$  exprime la « vitesse » du balayage et est calculée comme :

$$b = \frac{B}{T} \quad (\text{III.3})$$

Si  $B \cdot T \gg 1$  le spectre du sweep linéaire est (Rihaczek, 1969) :

$$S_R(f) = \frac{1}{\sqrt{b}} \cdot A \left( \frac{f - f_{\min}}{b} \right) e^{\left[ -j \frac{\pi}{b} (f - f_0)^2 + \frac{\pi}{4} \right]} \quad (\text{III.4})$$

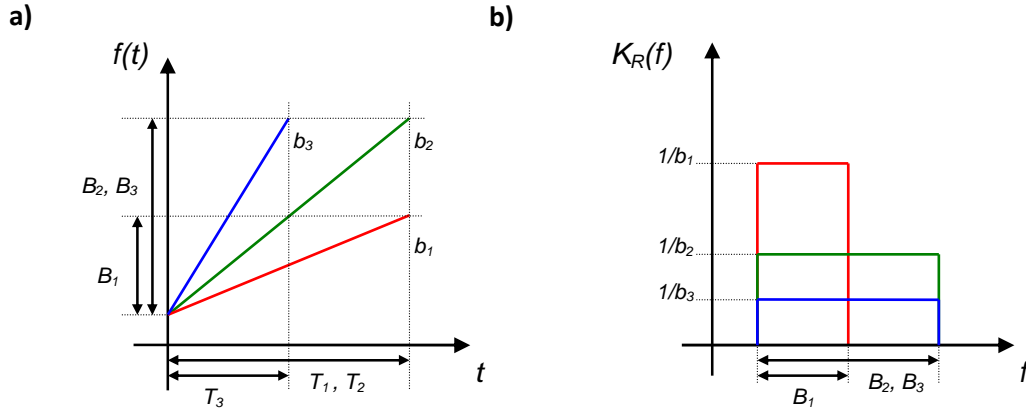
Par conséquent, le spectre d'amplitude correspondant :

$$|S_R(f)| = \frac{1}{\sqrt{b}} \cdot A \left( \frac{f - f_{\min}}{b} \right) = \sqrt{\frac{T}{B}} \cdot A \left( T \cdot \frac{f - f_{\min}}{B} \right) \quad (\text{III.5})$$

En comparant les équations (III.1) et (III.5) nous constatons, que le spectre d'amplitude d'un sweep linéaire est donné par la fonction  $A(t)$  exprimée dans le domaine fréquentiel. Le spectre de l'ondelette de Klauder est alors facilement trouvé comme suit :

$$K_R(f) = |S_R(f)|^2 = \frac{1}{b} \cdot A^2 \left( \frac{f - f_{\min}}{b} \right) \quad (\text{III.6})$$

Le spectre d'amplitude de l'ondelette de Klauder  $K_R(f)$  dépend alors de l'amplitude instantanée du signal  $A(t)$  et de la vitesse de modulation  $b$ , qui est le rapport entre la bande fréquentielle du sweep  $B$  et sa durée  $T$ . Ceci est illustré schématiquement la Figure III.1 pour  $A(t) = 1$ .



**Figure III.1 :** (a) Trois fonctions  $f(t)$  pour trois sweeps à amplitude constante ; (b) Spectres d'amplitude des ondelettes de Klauder correspondant aux sweeps (a).

Les sweeps (1) et (2) de la Figure III.1.a ont les durées identiques ( $T_1 = T_2$ ) mais les vitesses de modulation différentes ( $b_1 \neq b_2$ ). Ceci résulte en largeurs et niveaux de spectres différents. Le sweep (3) est plus court, la vitesse de modulation est la plus grande ; et résulte en spectre à niveau le plus bas.

Nous pouvons écrire symboliquement l'équation (III.6) comme suit :

$$K_R(f) = \frac{1}{b(f)} \cdot A^2(f) \quad (\text{III.7})$$

Cet exemple démontre qu'il existe deux méthodes permettant d'obtenir un spectre d'amplitude quelconque :

- en faisant varier l'amplitude instantanée d'un sweep linéaire  $A(t)$  la méthode de **modulation d'amplitude** (AM) est utilisée. Le spectre d'amplitude est alors déterminé par la forme de la fonction  $A(t)$ ,  $f(t)$  reste une fonction linéaire ;
- en faisant varier localement la vitesse de modulation  $b$  nous obtenons la **modulation de la fréquence** (FM). Dans cette solution l'amplitude du sweep  $A(t)$  est constante et fréquence instantanée  $f(t)$  n'est plus linéaire. La dépendance entre la forme de cette dernière et le spectre d'amplitude résultant n'est pas aussi évidente que dans le cas de la modulation AM.

Bien évidemment une approche utilisant simultanément les deux méthodes est aussi possible.

### III.2.2 Modulation d'amplitude (AM)

La méthode de la modulation d'amplitude permet d'obtenir un spectre donné de l'ondelette de Klauder en choisissant la fonction  $A(t)$  dont la forme correspond au spectre souhaité. Cette méthode est très facile à mettre en œuvre car il suffit de générer un sweep linéaire et de varier l'amplitude du générateur. Cependant cette procédure n'est pas optimale du point de vue de l'énergie du signal émis.

L'énergie du signal émis est un paramètre important, puisque le rapport entre l'énergie du signal et l'énergie du bruit influe directement la résolution de l'image sismique (cf. §II.5.1.2). L'énergie d'un sweep linéaire est facilement calculée à partir de son spectre d'amplitude sur la base du théorème de Parseval :

$$E_S = \int_0^T s_R^2(t) dt = \int_0^T |S_R(f)|^2 df = \frac{1}{b} \cdot \int_0^T A^2 \left( \frac{f - f_{\min}}{b} \right) df \quad (\text{III.8})$$

Notons que pour un sweep linéaire l'énergie  $E_R$  dépend de la forme de la fonction de modulation en amplitude  $A(t)$ .

La signification physique de  $A(t)$  est l'amplitude des vibrations de la source. Cette dernière est limitée i.e. pour un vibreur donné, la fonction  $A(t)$  ne peut dépasser une valeur maximale  $A_{\max}$ . Si on suppose que :

- la durée du sweep  $T$  est déterminée par les propriétés du dispositif de génération et acquisition ;
- le support en fréquence représenté par la bande fréquentielle du sweep est  $B = \text{const}$  ;
- $A(t) = \text{const} = A_{\max}$  ;

l'intégrale présente dans l'équation (III.8) devient :

$$E_S = \frac{1}{b} \cdot \int_0^B A_{\max}^2 df = \frac{1}{b} \cdot B \cdot A_{\max} = \frac{T}{B} \cdot B \cdot A_{\max} = T \cdot A_{\max} \quad (\text{III.9})$$

L'énergie d'un sweep est alors maximisée lorsque  $A(t) = \text{const} = A_{\max}$ . Par conséquent l'emploi d'une fonction  $A(t)$  autre que la fonction Boxcar (dont toutes les valeurs sont identiques à  $A_{\max}$  pour la bande fréquentielle donnée) entraîne une énergie émise plus faible que l'énergie maximale.

### III.2.3 Modulation de fréquence (FM)

Afin de profiter au maximum de l'énergie disponible à la sortie du vibreur, il est alors nécessaire d'utiliser une méthode de génération du signal qui assurera à la fois le spectre  $K_R(f)$  **désiré** et au même temps l'énergie émise **maximale** possible.

L'approche proposée consiste à utiliser la méthode de la modulation de la fréquence. Conformément à notre analyse précédente, dans cette méthode  $A = \text{const}$  par conséquent le niveau du signal émis peut être toujours maximal. Conformément à l'équation (III.7), le spectre d'amplitude dans ce cas dépend de la « vitesse de modulation » :

$$s_R(f) = \frac{1}{\sqrt{b(f)}} \quad (\text{III.10})$$

Le principe de la méthode développée consiste à remplacer la fonction  $f(t)$  linéaire par une autre fonction, choisie de manière à assurer le spectre du signal  $s_R(t)$  souhaité. Le principe de la méthode dans le contexte de la sismique pétrolière a été présenté par Rietsch (1977).

Considérons une fonction  $S_R(f)$  qui désigne le spectre d'amplitude du sweep souhaité. Cette fonction peut être décomposée en une série de fonctions Boxcar avec des largeurs de bande  $\Delta f$  identiques :

$$S_R(f) = \sum_i S_i(f) = \sum_i S(f_i) \cdot \Pi(\Delta f, f_i) \quad (\text{III.11})$$

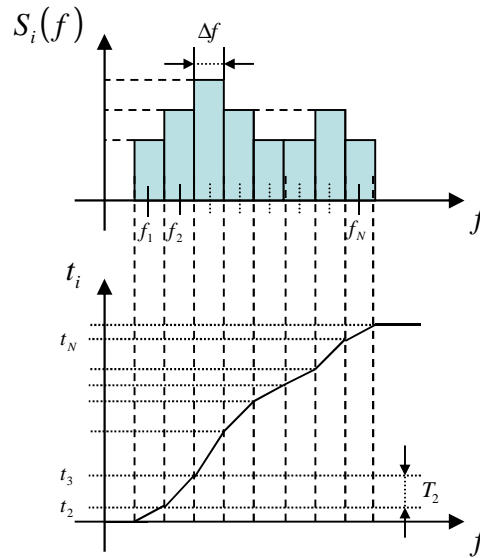
Chaque élément de la somme (III.11) est une fonction Boxcar et correspond alors à un sweep linéaire à amplitude constante  $A(f_i)$ . La durée de chaque de ces sweeps partiels est comme suit :

$$S(f_i) = \frac{1}{\sqrt{b_i}} = \sqrt{\frac{T_i}{\Delta f}} \Rightarrow T_i = S^2(f_i) \cdot \Delta f \quad (\text{III.12})$$

$T_i$  est alors la durée qui correspond au niveau du spectre  $L_i$ . Si nous supposons que les sweeps se succèdent, le temps initial d'un sweep  $t_i$  est donné par la somme des durées des sweeps précédents :

$$t_i = \sum_{n=0}^{i-1} T_n = \sum_{n=0}^{i-1} S^2(f_n) \cdot \Delta f \quad (\text{III.13})$$

Ceci est illustré sur la Figure III.2.



**Figure III.2 :** (en haut) : Spectres d'amplitude des fonctions boxcar pour les sweeps couvrant la bande passante  $\Delta f$  identique (en bas) : La durée cumulative des sweeps correspondants.

Si  $\Delta f \rightarrow 0$  nous obtenons:

$$t(f) = a \cdot \int_0^f S^2(\nu) d\nu \quad (\text{III.14})$$

$a$  est une constante qui dépend de la durée du sweep modulé souhaitée.

La fonction (III.14) permet de trouver la correspondance entre le temps qui correspond à l'apparence d'une fréquence particulière dans le spectre du signal. La fonction recherchée  $f(t)$  est la fonction réciproque de la fonction définie par l'équation III.14. Cependant il est impossible de donner la formule générale de la fonction  $f(t)$  puisque, en général, la fonction  $t(f)$  n'est pas injective (i.e. une valeur de  $t$  correspond à plusieurs valeurs de  $f$ ).

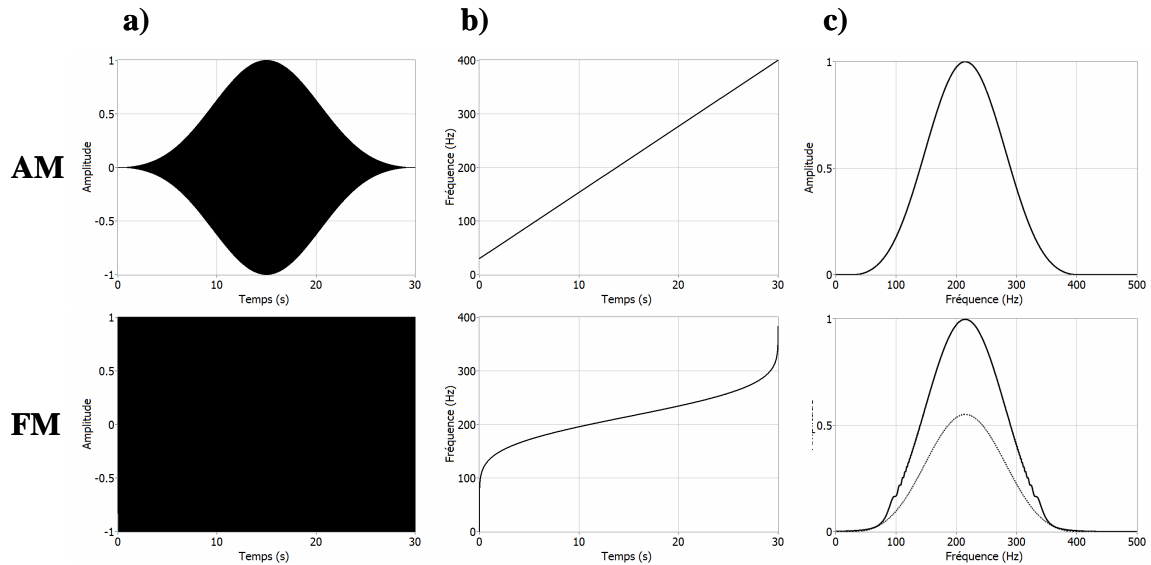
Le signal envoyé sera alors défini par l'équation :

$$s_R(t) = \sin\left(2\pi \int_0^t f(\tau) d\tau\right) \quad (\text{III.15})$$



Notons qu'il s'agit du même signal que celui défini par l'Equation (III.1). La Figure III.4 présente un exemple du signal généré en utilisant la technique développée. Le spectre  $A(f)$  choisi n'est pas utilisée en pratique, mais sa complexité permet de démontrer la capacité de la méthode en reproduction du spectre d'amplitude souhaité. Deux signaux à modulation de fréquence et amplitude constante ont été générés, le spectre d'amplitude défini est identique, les sweeps différent en durée totale  $T$ .

La Figure III.3 présente la comparaison des spectres pour deux signaux à balayage fréquentiel dont le spectre d'amplitude  $S_R(f)$  voulu est la fenêtre de Blackmann :

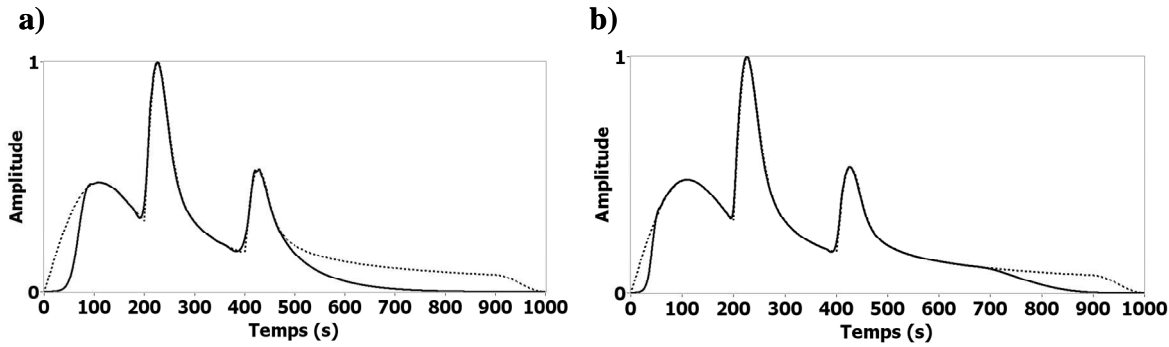


**Figure III.3 :** Illustration du bénéfice apporté par la modulation de fréquence : **a)** Sweeps avec modulation d'amplitude (AM) et de fréquence (FM) ; **b)** Fonctions de fréquence instantanée ; **c)** Spectres d'amplitude des signaux (a). Le niveau du spectre du signal (AM) est marqué par les pointillés sur le graphe du spectre (FM).

Notons que la forme des spectres est identique mais le niveau du spectre correspondant à la modulation de fréquence est environ deux fois plus élevé.

### III.2.3.1 Tapering : la pondération du signal émis

En pratique un sweep émis ne peut pas avoir une fonction d'amplitude instantanée constante. A cause de l'inertie de la source, il est indispensable d'assurer une transition entre le point de repos et amplitude maximale des vibrations et ceci se fait par la pondération de la fonction  $A(t)$ . Cette pondération est connue comme « **tapering** » (Brouwer et Helbig, 1996). Néanmoins, la durée de la zone pondérée (ou durée du *taper*) est normalement faible devant la durée totale du sweep (de l'ordre de 2 %) et la perte d'énergie est négligeable. Le problème de tapering est illustré sur la Figure III.4 :



**Figure III.4 :** Spectres d'amplitude pour un sweep 0 - 1000 Hz à modulation de fréquence comparés avec le spectre souhaité (obtenu avec la méthode AM - en pointillés) : a) Durée du sweep  $T = 2$  s ; b)  $T = 8$  s.

Le spectre obtenu pour le sweep à durée  $T = 2$  s (Figure III.4.a) est proche du spectre souhaité, sauf les points des discontinuités et les zones du début et fin. Ceci est dû à la présence des « tapers » d'amplitude, nécessaires dans chaque signal de ce type. Ces différences peuvent être diminuées par augmentation de la durée du signal. La Figure III.4.b présente un spectre plus proche du spectre souhaité. Le signal correspondant possède les « tapers » identiques mais la portion du signal affectée est plus faible. Notons que les parties centrales du spectre restent identiques pour les deux types de modulation.

Le problème est propre à la procédure de « tapering » et non à la modulation AM ou FM. Cependant, il est plus facilement gérable pour la AM puisque la vitesse de balayage fréquentiel est constante. La longueur du taper étant faible, la portion du spectre « affectée » est aussi faible.

Dans le cas de la FM les niveaux faibles du spectre correspondent à la vitesse de balayage plus rapide qui entraîne la « concentration » des fréquences dans le temps. Si cette concentration se situe aux extrémités du sweep, le fragment du spectre affecté est considérable.

En résumant, les tapers dégradent considérablement le spectre obtenu si :

- la différence entre les valeurs minimales et maximales du spectre souhaité est importante ;
- les valeurs du spectre aux extrémités sont faibles.

### III.2.4 Séquences de sweeps

La pratique courante permettant d'augmenter l'énergie émise consiste à appliquer une procédure de traitement des signaux basée sur la sommation de plusieurs traces sismiques pour la même position de la source (cf. §I.1.3). Cette procédure est particulièrement utilisée pour les sources à faible puissance auxquelles est consacré ce travail. Par conséquent, nous n'utiliserons jamais un seul signal émis  $s_R(t)$  mais une série des signaux. Cette série de signaux est appelée **séquence de signaux** ou simplement une **séquence** pour désigner une série de source  $s_R(t)$  qui sont émis pour la même configuration d'acquisition et dont les enregistrements sont sommés (stackés).

La convention de notation suivante sera adoptée pour les séquences :

- $s_{RN}(t)$  : séquence de sweeps identiques ;
- $s_{RC}(t)$  : séquences de sweeps différents ;
- $s_{Ri}(t)$  :  $i$ -ième signal de la séquence ;
- $s_R(t)$  : un seul signal émis.

Dans ce qui suit, nous allons présenter les principes de base d'utilisation des séquences.

### III.2.4.1 Stack avant et après corrélation

Dans le cas des sources vibratoires où les données sont corrélées avec le signal émis  $s_R(t)$  nous pouvons distinguer deux cas (Brouwer et Helbig, 1998) :

Soit  $s_{R1}(f)$  et  $s_{R2}(f)$  les spectres deux signaux consécutifs de la séquence, nous pouvons effectuer :

- une sommation avant la corrélation (*post-stack correlation*) – les signaux reçus des géophones sont sommés, les signaux de la source sont sommés aussi. Après la fin de mesure, une corrélation croisée de ces deux signaux résultants est appliquée (le bruit est négligé) :

$$\begin{aligned} X_1(f) &= E(f) \cdot S_{R1}(f) \\ X_2(f) &= E(f) \cdot S_{R2}(f) \end{aligned} \quad (III.16)$$

$$X_C(f) = (X_1(f) + X_2(f)) \cdot (S_{R1}(f) + S_{R2}(f))^* \quad (III.17)$$

- une sommation après la corrélation (*pre-stack correlation*) – chaque signal est corrélé avec son signal source (signal – pilote) correspondant, Après la fin de mesure, une sommation des résultats des corrélations (des corrélogrammes) est appliquée :

$$\begin{aligned} X_{C1}(f) &= E(f) \cdot S_{R1}(f) \cdot S_{R1}^*(f) \\ X_{C2}(f) &= E(f) \cdot S_{R2}(f) \cdot S_{R2}^*(f) \end{aligned} \quad (III.18)$$

$$X_C(f) = X_{C1}(f) + X_{C2}(f) = E(f) \cdot (k_{R1}(f) + k_{R2}(f)) \quad (III.19)$$

(Le même raisonnement peut être conduit pour le cas de la déconvolution).

Si  $s_{R1}(t) = s_{R2}(t)$  (alors  $S_{R1}(f) = S_{R2}(f)$ ) sont identiques, la sommation avant et après la corrélation donne le même résultat. En revanche, si  $s_{R1}(t) \neq s_{R2}(t)$ , les résultats de différents. Pour le cas (ii), le résultat de  $N$  émissions est équivalent à l'émission d'une ondelette de Klauder définie comme suit :

$$K_R(f) = \sum_{i=1}^N K_{Ri}(f) \Rightarrow k_R(t) = \sum_{i=1}^N k_{Ri}(t) \quad (III.20)$$

La relation (III.20) est possible grâce à la propriété « zéro phase » de l'ondelette de Klauder (spectre réel et positif) : ceci implique l'égalité entre le spectre de la somme des ondelettes et la somme de leurs spectres. Ceci indique aussi que pour le cas (i) il est nécessaire d'utiliser les signaux  $s_{Ri}(t)$  identiques pour les émissions consécutives alors que pour (ii) ils peuvent être différents.

La relation (III.20) indique aussi qu'une séquence peut être caractérisée par la **signature effective** ou **ondelette de Klauder effective**  $k_{RN}(t)$  ou  $k_{RC}(t)$  qui est la somme des ondelettes correspondant aux signaux compris dans la séquence. Similairement, nous définissons le

**spectre effectif**  $S_{RN}(f)$  ou  $S_{RC}(f)$  de la séquence comme la somme des spectres de signaux de la séquence.

Soit  $N$  le nombre de signaux dans la séquence. Pour une séquence de sweeps identiques :

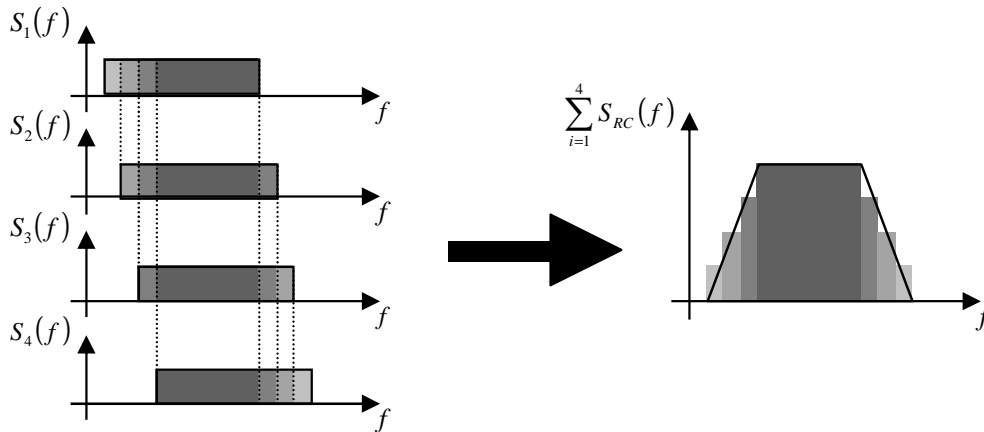
$$\begin{aligned} S_{RN}(f) &= N \cdot S_R(f) \\ k_{RN}(t) &= N \cdot k_R(t) \\ k_{RN}(f) &= N \cdot k_R(f) \end{aligned} \quad (\text{III.21})$$

Pour une séquence des sweeps différents :

$$\begin{aligned} S_{RC}(f) &= \sum_{i=1}^N S_{Ri}(f) \\ k_{RC}(t) &= \sum_{i=1}^N k_{Ri}(t) \\ k_{RC}(f) &= \sum_{i=1}^N k_{Ri}(f) \end{aligned} \quad (\text{III.22})$$

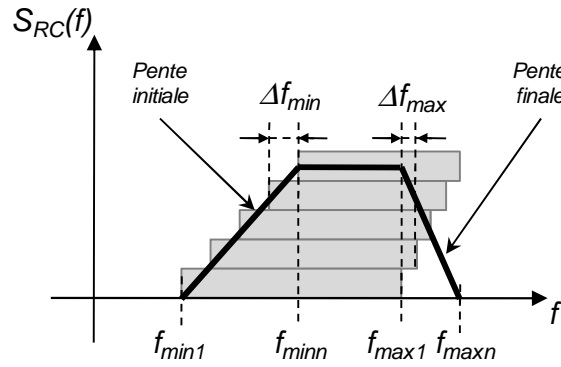
#### III.2.4.2 Séquence de sweeps différents (Combisweep - Varisweep)

En faisant un choix judicieux des différentes formes  $s_{Ri}(t)$ , il est possible de modifier (améliorer) les paramètres de l'ondelette équivalente, au regard des paramètres des ondelettes sommées. Cette observation a été la base des techniques **Combisweep** (Werner et Krey, 1979) et **Varisweep** (Rhodes, 1986). A cause de la complexité de cette procédure (par rapport aux appareils disponibles à l'époque), elles n'ont pas gagné de popularité (Mayne, 1989). Cependant, nous avons développé la méthode similaire en cherchant la possibilité de modifier le spectre du signal émis. L'idée est illustrée schématiquement sur la Figure III.5.



**Figure III.5 :** Quatre spectres différents et leur somme : spectre effectif de la séquence.

Notons qu'il est possible d'obtenir le spectre effectif qui n'est pas rectangulaire à partir des sweeps linéaires (faciles à générer) à amplitude maximale (i.e. en utilisant l'énergie du vibreur de manière optimale). En théorie, le spectre obtenu peut être quelconque mais dans le cadre de ces travaux nous sommes limités aux **spectres à pentes linéaires** ou **séquences de type « trapèze »**. La Figure III.6 présente un spectre de ce type avec l'indication des paramètres correspondants.



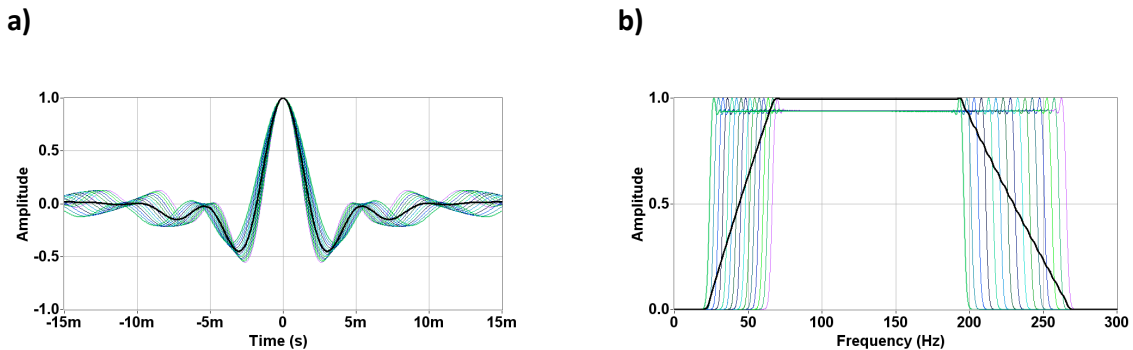
**Figure III.6 :** Spectre effectif de la séquence à pentes linéaires. En gris les spectres des signaux de la séquence.

Le spectre à pentes linéaires possède alors la forme d'un trapèze peut être caractérisé par quatre valeurs indiquées sur la Figure III.6 :

- $f_{min1}$  : la fréquence initiale du premier sweep de la séquence. Le spectre effectif devient non nul à partir de cette fréquence et augmente de manière linéaire ;
- $f_{minn}$  : la fréquence initiale du dernier sweep de la séquence. Le spectre effectif atteint sa valeur maximale à partir de cette fréquence. La différence  $f_{minn} - f_{min1}$  est la longueur de la pente initiale ;
- $f_{max1}$  : la fréquence finale du premier sweep de la séquence. Le spectre effectif diminue de manière linéaire à partir de cette fréquence ;
- $f_{maxn}$  : la fréquence finale du dernier sweep. Le spectre effectif devient nul à partir de cette fréquence. La différence  $f_{maxn} - f_{max1}$  est la longueur de la pente finale,

$\Delta f_{min}$  et  $\Delta f_{max}$  correspondent à la différence entre la fréquence initiale et finale de deux sweeps consécutifs de la séquence. Pour une forme du spectre donnée, ces valeurs dépendent du nombre total des sweeps dans la séquence  $N$ .

Pour un spectre suffisamment lisse, les valeurs  $\Delta f_{min}$  et finale  $\Delta f_{max}$  doivent être faibles devant les bandes fréquentielles des signaux consécutifs. Ceci nécessite soit la longueur des pentes faible soit le nombre de signaux  $N$  important. La Figure III.7 présente la somme des 10 ondelettes de Klauder et le spectre correspondant.



**Figure III.7 :** Exemple d'un résultat de la sommation après corrélation : a) Ondelettes de Klauder des signaux différents, et leur somme (noir) ; b) Spectres d'amplitude des ondelettes (a) et le spectre effectif (noir).

Le spectre est bien corrélé à la forme de trapèze. Contrairement au spectre Boxcar, il est continu, mais il possède des discontinuités dans la première dérivée. L'ondelette résultante

possède alors les lobes secondaires qui diminuent avec le temps plus rapidement que pour les ondelettes partielles ayant les spectres de type Boxcar.

Il est logique d'observer une dégradation du signal due à la sommation des spectres de type Boxcar. En effets, les pentes du spectre de type « trapèze » sont plutôt des « escaliers » que des lignes. Cependant, l'exemple de la Figure III.7 montre qu'il est possible de négliger ces effets si le nombre de signaux est suffisant (supérieur à 8 selon les tests réalisés).

La séquence de type « trapèze » constitue alors une alternative intéressante aux méthodes « classiques » (AM et FM) de génération du signal. En utilisant uniquement les sweeps linéaires, il est possible d'obtenir une grande variété de formes de spectres.

### III.2.5 Fonction de transfert et compensation de la source

Toutes les analyses de la forme du signal émis sont utiles uniquement si le signal envoyé par la source est réellement contrôlé i.e. le signal avec une forme quelconque peut être obtenu. Nous avons supposé, jusqu'ici que la forme du signal émis par la source vibratoire est parfaitement connue. Cependant, l'utilisateur contrôle uniquement le signal pilotant la source et le signal réellement émis est différent.

Si  $s_o(t)$  désigne le signal source (signal-pilote) et  $s_R(t)$  est le signal émis, dans une situation idéale  $s_o(t) = s_R(t)$ . Cependant, en réalité cette relation n'est jamais satisfaite.

Deux inconnues sont identifiées :

- la connaissance du signal  $s_R(t)$  ;
- la différence entre le signal source  $s_o(t)$  et le signal émis  $s_R(t)$ .

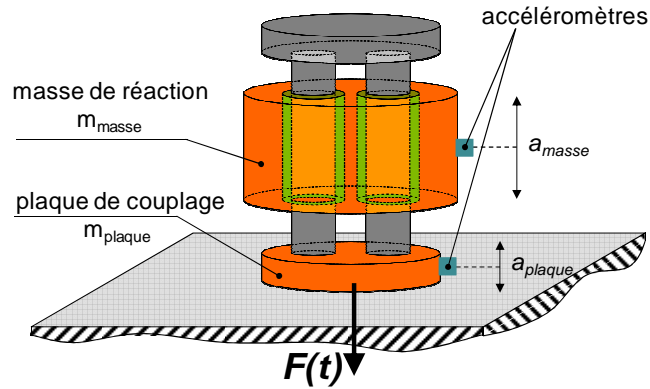
Dans ce, nous tenterons de résoudre ces inconnues en apportant des solutions adéquates.

#### III.2.5.1 Mesure du signal émis

Le signal émis  $s_R(t)$ , appelé aussi le **signal du champ lointain** (*far-field signal*) est proportionnel à la force exercée sur le sol si le signal émis est exprimé en unité de déplacement local du milieu. Il est alors nécessaire de mesurer cette grandeur, i.e. la **force de surface** (*ground force*)  $F(t)$ . La méthode de mesure, appelée la **méthode de la somme pondérée** (*weighted sum method*) a été développée par Castanet et al. (1965) et testée aussi sur le vibreur « léger » pour la SHR (van der Veen et al., 1999). Elle consiste à mesurer les accélérations  $a(t)$  de la masse vibrante et de la plaque de couplage du vibreur. La force peut être trouvée à partir de ces mesures :

$$F(t) = -m_{\text{masse}} a_{\text{masse}}(t) - m_{\text{plaque}} a_{\text{plaque}}(t) \quad (\text{II.23})$$

Il est à souligner, que la formule (II.23) suppose une rigidité parfaite de la plaque de couplage. En pratique, les ingénieurs géophysiciens se contentent souvent d'un signal qui ressemble seulement au signal du champ lointain en utilisant par exemple le signal de l'accéléromètre fixé sur la masse (e.g. Doll et al., 1998). La méthode est illustrée sur la Figure III.8.



**Figure III.8 :** Illustration de la mesure de la force exercée par le vibreur sur le sol par la méthode de somme pondérée.

Comme les géophones enregistrent la vitesse de vibrations (et non le déplacement), il est nécessaire d'introduire un opérateur de dérivation, ce qui modifie l'expression finale du signal émis comme suit :

$$s_R(t) = \frac{dF(t)}{dt} \quad (\text{II.24})$$

Dans ce qui suit nous allons négliger la dérivation présente dans l'équation (II.24). Elle est difficile à réaliser pour un système fonctionnant en temps réel (notons que nous voulons utiliser le signal  $s_R(t)$  pour la corrélation dans directement sur le terrain). D'autre part, l'opération de dérivation correspond à la multiplication du spectre du signal par  $2\pi \cdot f$ , ce qui est facilement réalisable dans le traitement du signal sismique (si ceci est nécessaire).

Il existe aussi une autre méthode d'estimation du signal réellement émis. Elle consiste à supposer que les vibrations du sol dans la proximité immédiate du vibreur sont proportionnelles au signal émis. Le moyen de mesurer ces vibrations – un géophone est très simple à installer et à connecter.

Dans ce qui suit nous allons supposer que le signal  $F(t)$  est équivalent au signal émis  $s_R(t)$  alors  $F(t) = s_R(t)$ . La désignation «  $F(t)$  » sera utilisée pour les signaux mesurés lors de l'émission (même s'ils proviennent d'un géophone) et «  $s_R(t)$  » servira pour désigner le signal réellement émis. Le signal  $F(t)$  sera appelé **le signal de référence** puisque c'est le signal qui sera utilisé pour la corrélation de données provenant de l'antenne de géophones  $x(t)$ .

### III.2.5.2 Compensation de la source

La différence entre le signal source  $s_O(t)$  et le signal émis  $s_R(t)$  (ou  $F(t)$ ) est due aux phénomènes intervenant entre l'excitation de la source et la constitution du signal émis. Ces phénomènes peuvent être classés en deux groupes :

- (i) caractéristique fréquentielle du vibreur ;
- (ii) caractéristique fréquentielle du couplage ;

Nous pouvons représenter la différence entre  $s_O(t)$  et  $s_R(t)$  en introduisant la fonction de **transfert** ou de **couplage**  $c(t)$ . Le problème principal lié la détermination de la fonction  $c(t)$  réside dans le fait que cette fonction est susceptible de varier selon les conditions locales du point d'émission (Sallas, 1984). De plus, si les phénomènes du groupe (i) peuvent être considérés linéaires, ceci n'est pas forcément vrai pour ceux du groupe (ii). Plusieurs auteurs ont observé la différence entre le signal  $s_O(t)$  et  $s_R(t)$  (Pritchett, 1994, Brouwer and Helbig, 1998) et plusieurs solutions y ont été proposées :

- (i) l'approche « brutale » consiste à considérer, que le signal émis n'est pas très différent de celui qui a piloté le vibreur et alors  $s_0(t)$  peut être utilisé à la place de  $s_R(t)$  ;
- (ii) le vibreur peut intégrer un dispositif qui fera varier le comportement du vibreur de manière à assurer que  $s_R(t) = s_0(t)$ . Cette approche, connue sous le nom de **verrouillage de phase** (*source-phase locking*) (Sallas, 1984) est couramment utilisée dans le cas des vibrateurs pétroliers et consiste à asservissement de la fréquence en temps réel ;
- (iii) nous pouvons mesurer avec un bon degré de précision le signal émis, en utilisant la méthode de la somme pondérée (cf. §III.2.5.1). Le signal émis n'est pas identique au signal-pilote, mais au moins il est connu. Le traitement additionnel permet de corriger éventuellement les données enregistrées (blanchiment du spectre – *spectral whitening*) ;
- (iv) si la procédure de déconvolution des données vibratoires est utilisée, il suffit de connaître la forme du signal émis puisque cette procédure résulte toujours en signature de la source identique. La correction des données telle qu'utilisée dans le cas (iii) n'est plus nécessaire.

Dans le contexte de notre travail, toutes ces solutions présentent des défauts. Le cas (i) est évident, les données seront entachées par la divergence entre  $s_0(t)$  et  $s_R(t)$  ce qui entraîne une dégradation de la qualité de l'image SHR sauf si un traitement additionnel est appliqué. La modification du comportement du vibreur (ii) est en effet efficace mais nécessite une modification du système de pilotage de la source, ce qui est coûteux et n'est pas utilisé pour les vibrateurs portables (e.g. Haines, 2006). De plus, la compensation pour les fréquences élevées utilisés en SHR peut être difficile.

La corrélation des données avec le signal  $s_R(t)$  (iii) peut être problématique si ce dernier varie entre les points d'émission ce qui est très probable dans les mesures SHR. Finalement (iv) est une procédure élégante, mais comme nous avons déjà évoqué, la déconvolution ne peut pas être appliquée sur le terrain. De plus, comme elle fournit la signature de source toujours identique, l'utilisation d'une signature spécifique est impossible.

Notons qu'il est nécessaire de contrôler le signal émis, la seule méthode utilisable serait alors celle désignée en (ii), mais il nous était impossible de l'appliquer sur le système de pilotage de la source. Par conséquent nous avons développé une autre méthode reprenant le principe de correction du signal émis.

Si nous supposons que pour un point d'émission ni les propriétés de la source ni son couplage avec le sol ne varient dans le temps, il est évident que le signal émis  $s_R(t)$  est une fonction du signal d'excitation  $s_0(t)$  :

$$s_R(t) = f(s_0(t)) \quad (\text{III.25})$$

En supposant la dépendance (III.25) linéaire nous pouvons écrire :

$$\begin{aligned} s_R(t) &= s_0(t) * c(t) \\ S_R(f) &= S_0(f) \cdot C(f) \end{aligned} \quad (\text{III.26})$$

$C(f)$  est alors la caractéristique fréquentielle du couplage source - sol et  $c(t)$  est sa réponse impulsionnelle.

Si nous supposons que la condition de linéarité est satisfaite, il est possible de prédire comment le signal  $s(t)$  sera modifié. Nous pouvons alors piloter le vibreur avec un signal  $s'(t)$  tel que :

$$\begin{aligned} s_R(t) &= s'(t) * c(t) = s_0(t) \\ S_R(f) &= S'(f) * C(f) = S_0(f) \end{aligned} \quad (\text{III.27})$$



Evidement, le signal  $s'(t)$  n'est pas facile à trouver. Ceci nécessite la connaissance de la fonction  $c(t)$  i.e. son spectre d'amplitude et de phase. Cependant, notre travail concerne le cas de la corrélation des traces sismiques, alors nous ne cherchons pas à obtenir  $s_R(t) = s_0(t)$  mais  $k_R(t) = k_0(t)$ .

Ceci simplifie le problème ; nous ne sommes pas censées de trouver la fonction de transfert  $c(t)$  mais uniquement son spectre d'amplitude, puisque :

$$k_R(f) = |C(f)|^2 \cdot k_0(f) \quad (\text{III.28})$$

Le spectre d'amplitude de la fonction  $c(t)$  peut être déterminé si nous sommes capables de mesurer le signal émis  $s_R(t)$ . La procédure proposée est suivante :

- (i) Générer un sweep de test  $s_{0T}(t)$ . C'est un sweep linéaire à amplitude constante dont la bande  $B$  comprend toutes les fréquences utilisées ;
- (ii) Effectuer l'émission et enregistrer le signal émis correspondant  $s_{RT}(t)$  ;
- (iii) Calculer les spectres d'amplitude pour les deux signaux  $|s_{0T}(f)|$  et  $|s_{RT}(f)|$ .
- (iv) Calculer la fonction de transfert en amplitude  $|C(f)|$  :

$$|C(f)| = \frac{|s_{RT}(f)|}{|s_{0T}(f)|} \quad (\text{III.29})$$

Le signal à émettre permettant d'obtenir un signal  $s_R(t)$  à spectre d'amplitude désiré doit alors être le sweep à spectre d'amplitude calculée comme :

$$|s'(f)| = \frac{|s_0(f)|}{|C(f)|} \quad (\text{III.30})$$

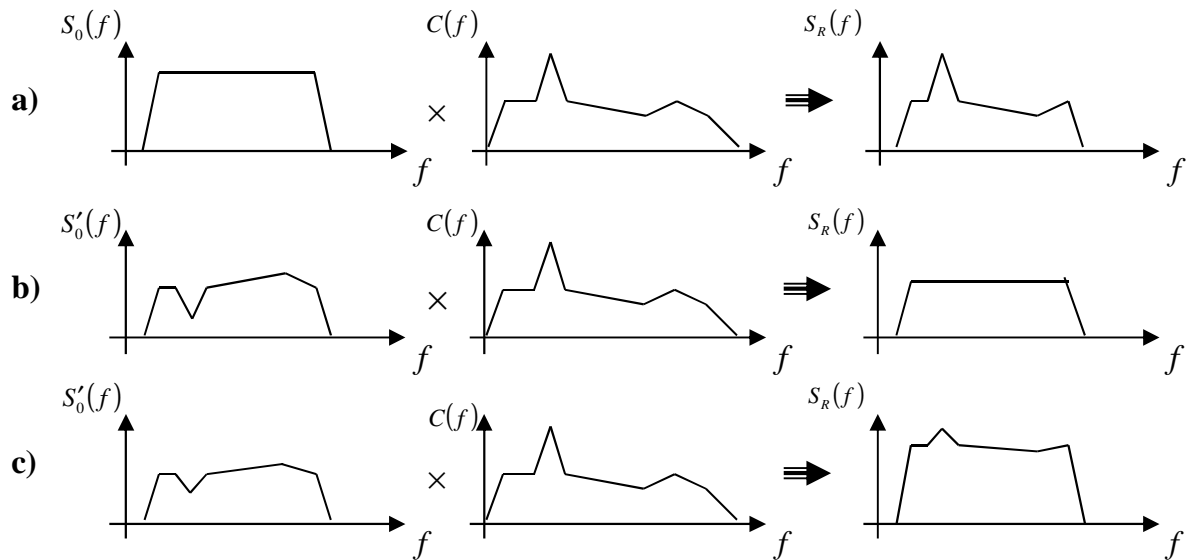
La procédure développée assure que le signal de référence  $s_R(t)$  en chaque point d'émission aura le spectre d'amplitude désiré (à la condition de pouvoir mesurer ce signal). La corrélation directement sur le terrain est alors possible sans perdre la répétitivité des émissions.

Le défaut majeur de la méthode est la perte d'énergie qu'elle entraîne inévitablement. Le sens physique de la procédure est d'« injecter » plus d'énergie aux fréquences les plus atténuées par le couplage. La fonction de couplage  $|C(f)|$  correspondante avoisinerait des zéros aux alentours de ces fréquences, le spectre du signal compensé  $|s'(f)|$  aurait des valeurs qui tendent vers l'infini. Etant donné que la  $A_{max}$  (alors  $S_{max}$ ) est limitée, dans les conditions défavorables il se peut que ceci puisse conduire à une perte quasi-totale d'énergie. Afin d'éviter ce problème, nous modifions l'expression utilisée pour déterminer le signal compensé (III.30) comme suit :

$$|s'(f)| = \frac{|s_0(f)|}{|C(f)| + N} \quad (\text{III.31})$$

$N$  constitue un « facteur de sécurité » (similaire au « bruit » ajouté dans la procédure de déconvolution) qui permet d'empêcher la fonction de compensation  $1/|C(f)|$  de prendre les valeurs trop élevées.

La Figure III.9 présente schématiquement l'application de la compensation de couplage.



**Figure III.9 :** Déformation du spectre du au couplage source sol : a) sans compensation ; b) avec compensation : le spectre obtenu est plat mais son niveau est plus faible que dans le cas (a) ; c) avec compensation utilisant le coefficient N : le spectre obtenu n'a pas exactement la forme souhaitée, mais son niveau est plus élevé que dans le cas (c).

La méthode proposée constitue alors une « compensation de la source » en temps différé. En quelque sorte elle est assimilable à la « déconvolution de la source avant émission ». Elle n'a qu'un faible impact sur la durée de l'acquisition et ne nécessite aucun équipement particulier. Elle peut être utilisée avec chaque vibreur portable si celui-ci est capable de délivrer l'estimation du signal émis  $s_R(t)$ .

### III.3 Partie « matériel » - système de pilotage de la source

Dans ce qui suit, nous allons présenter la solution développée qui permet d'appliquer concrètement la procédure de la génération du signal et de choisir celui-ci en fonction des objectifs de la mesure.

Le pilotage d'un vibreur et l'acquisition sismique sont réalisés *via* le système dont le schéma bloc est présenté sur la Figure III.10. Nous pouvons y distinguer deux parties : (i) la partie matériel, qui comprend tous les dispositifs utilisés et (ii) la partie logiciel, qui est représenté par le logiciel spécialement conçu nommé « SABAL ».

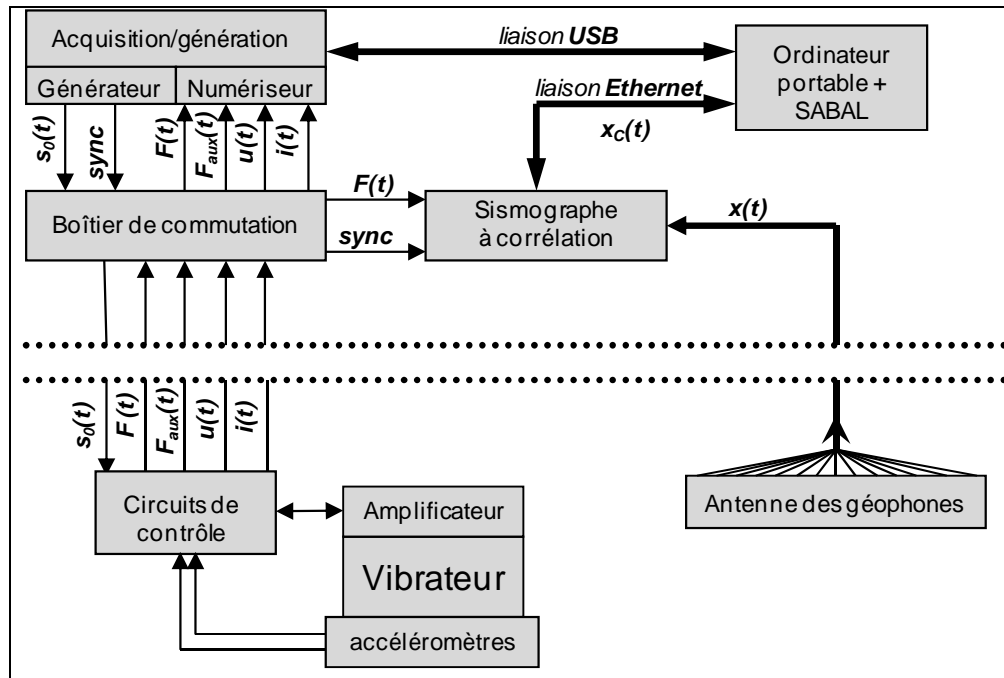


Figure III.10 : Schéma bloc du système d'acquisition sismique utilisant une source vibratoire.

Le signal d'excitation  $s_0(t)$  est généré par l'ordinateur et envoyé vers la source vibratoire. Un capteur adéquat mesure la force exercée sur le sol  $F(t)$ . Le signal correspondant  $s_R(t)$  ainsi que le signal  $u(t)$  proportionnel à tension électrique sur les bornes du vibreur et le signal  $i(t)$  proportionnel à l'intensité du courant électrique consommée par la source sont enregistrés par la carte d'acquisition ; ceci permet de suivre le fonctionnement du vibreur et ajuster le signal  $s_0(t)$  afin de compenser la fonction de transfert  $c(t)$ . En même temps, la carte de génération/acquisition déclenche le sismographe (signal *sync*) qui enregistre les signaux provenant des géophones et les corrélés avec le signal de référence  $F(t)$  ( $s_R(t)$ ).

Dans ce qui suit les caractéristiques principales des éléments de la partie « matériel » sont présentés.

#### III.3.1 Sources vibratoires

Un vibreur est l'élément indispensable pour l'émission des sweeps. Vu l'absence des vibreurs légers (portables) sur le marché, nous avons travaillé avec des sources prototypes conçues et construites à l'Ecole Centrale de Lille. Trois sources différentes ont été utilisées.

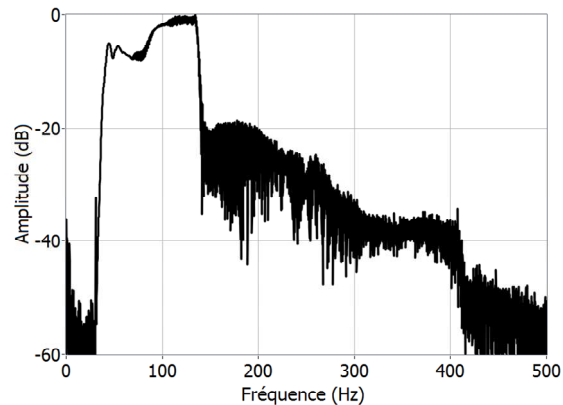
##### III.3.1.1 Vibreur acoustique – Vib-PA

Il a été précisé (cf. §I.5.2) que le fonctionnement d'une source vibratoire consiste à exercer une force sur le sol en donnant ainsi naissance à une onde mécanique. Nous avons aussi présenté une solution typique utilisée, i.e. une plaque de couplage qui exerce cette force.

Le vibreur Vib-PA fonctionne d'une manière différente. Dans une carcasse cylindrique est monté un *subwoofer* ou un haut parleur de basse fréquence. Une chambre de compression est ainsi formée dans la partie inférieure de la source. Une fois la carcasse posée sur le sol, cette chambre devient quasi étanche, l'excitation du haut parleur provoque une variation de la pression interne, suivant la loi de Pascal une force est alors exercée sur le sol.

Le symbole du vibreur « PA » fait référence à des **ondes longitudinales** ou ondes « **P** » (de l'anglais *primary waves*) qui sont générées par cette source et à la nature acoustique (« **A** ») du couplage avec le sol.

La source a été construite lors d'un projet élèves à Ecole Centrale de Lille. Sa conception a été inspirée par les travaux de Swoboda et al. (2000) et Portolano et Odin (2004). Cette source est actuellement équipée d'un haut parleur avec une puissance de 700 W (RMS) dont la bande fréquentielle de fonctionnement optimale est comprise entre 20 et 500 Hz, au-delà de ces limites la puissance fournie descend rapidement. La source est présentée sur la Figure III.11.



**Figure III.11 :** La source Vib-PA et un exemple du spectre du signal  $F(t)$  enregistré avec cette source pour un sweep linéaire 30 - 142 Hz.

Le problème principal lié à cette source est la méthode de mesure du signal de référence  $F(t)$ . Ni plaque de couplage ni masse de réaction n'existent, l'utilisation des accéléromètres pour la mesure de la force exercée sur le sol est, de ce fait, impossible.

Néanmoins, il est possible d'utiliser un signal ressemblant au signal  $s_R(t)$ . Deux solutions ont été alors testées pour réaliser la mesure :

- (i) un géophone implanté à côté de la source. Si on suppose que les vibrations du sol dans la proximité immédiate de la source sont liées au signal émis  $s_R(t)$ , ceci constitue une solution.
- (ii) un microphone dans la chambre de compression. Cette solution est potentiellement plus adéquate, puisque la force est mesurée directement et le capteur est fixe (son fonctionnement ne dépend pas du couplage avec le sol).

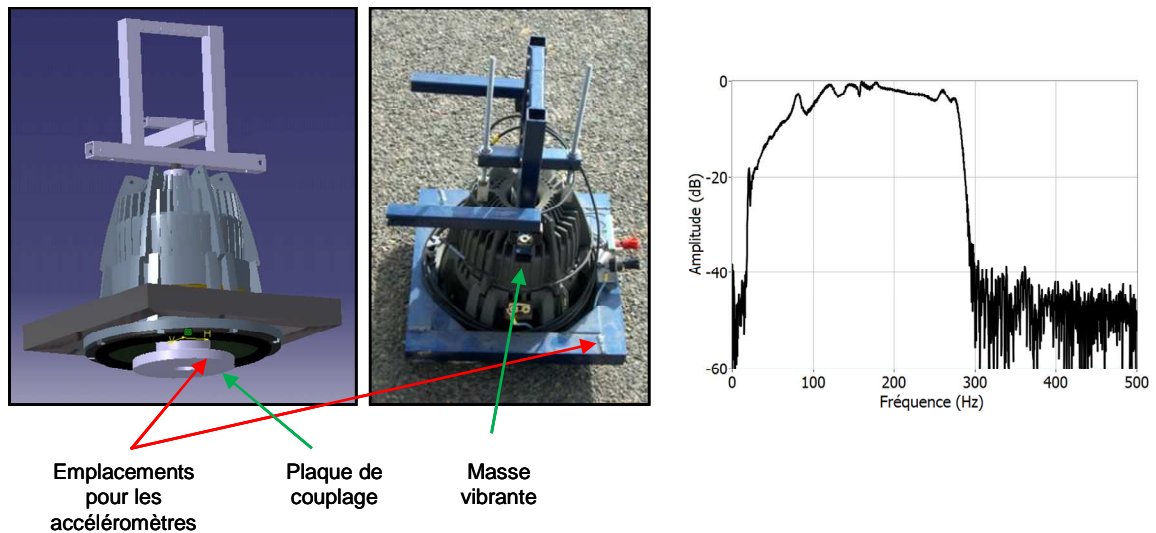
La solution (i) a été finalement retenue.

Lors des essais sur le terrain, nous avons constaté qu'il était possible de modifier la construction de la source afin d'augmenter son rendement, c'est-à-dire d'introduire plus d'énergie dans le sol. Ceci a été réalisé par l'ajout d'une masse d'environ 25 kg fixée sur l'ensemble afin d'augmenter la stabilité de la source. La masse peut être détachée afin de faciliter le transport de la source. Finalement la masse peut être omise si le vibreur est appuyé à l'aide du quad (voir plus loin).

### III.3.1.2 Vibreur mécanique à ondes P – Vib-PP

Une des conclusions importantes tirées des tests de la source Vib-PA était l'observation d'une faible transmission des signaux pour les fréquences élevées (au-delà d'environ 150 Hz). Ceci est probablement lié avec la nature « molle » du couplage de la source avec le sol par l'air qui serait moins efficace pour les fréquences élevées. Afin de remédier à ce problème, un vibreur équivalent, basé sur le même haut parleur mais utilisant le couplage mécanique avec le sol a été réalisé au laboratoire par M. Safinowski, stagiaire à l'EC Lille.

La source étant résultat de ces travaux est montrée sur Fig. III.12. Cette source utilise le haut parleur du même type que la source vibroacoustique afin de conserver les mêmes circuits de contrôle. La différence est la nature de couplage avec le sol. La partie centrale de la membrane du haut parleur est enlevée afin de laisser place à l'élément couplant la source avec la terre. Cet élément est constitué de la plaque de contact avec le sol (*baseplate*) et du barreau vertical, qui est fixée à la membrane du haut parleur. La carcasse du haut parleur fonctionne alors comme la masse vibrante (*reaction mass*), dont les oscillations provoquent la force, qui agit sur la plaque de contact et alors sur le sol. Ce vibreur reprend ainsi la conception « classique » des sources vibratoires (cf. I.5.2).



**Figure III.12 :** La source vibratoire à ondes de compression (ondes « P ») et un exemple du spectre du signal  $F(t)$  enregistré avec cette source pour un sweep linéaire 20 - 300 Hz.

Similairement à la source Vib-PA, le symbole « PP » fait référence aux ondes « P » et à couplage par un piston (« P »). Comme la source est construite suivant la conception typique pour les vibreurs sismiques, la méthode de mesure du signal de référence par accéléromètres peut être utilisée. Ainsi, les emplacements ont été prévus afin de fixer ces capteurs sur la plaque de couplage et sur la masse de réaction (Figure III.12).

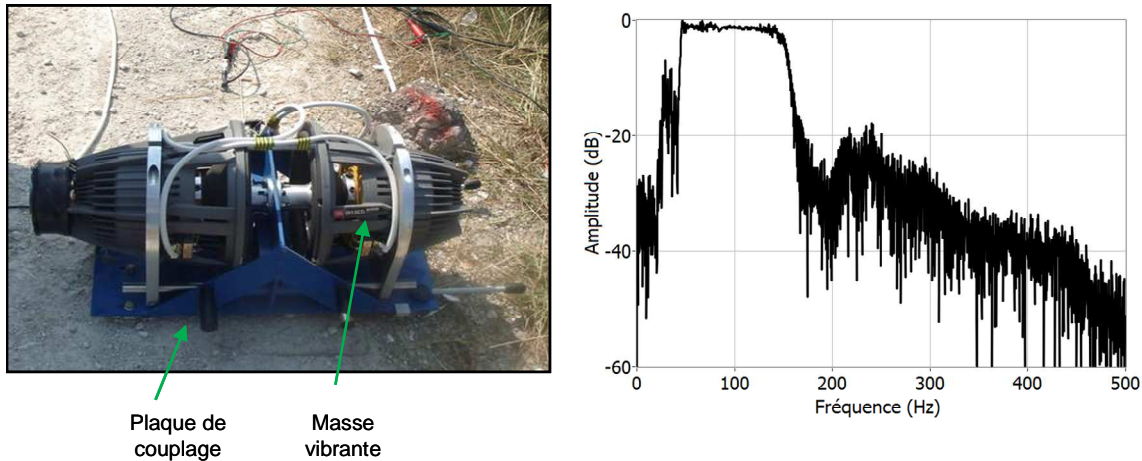
### III.3.1.3 Vibreur mécanique à ondes S – Vib-S-EI

Comme le sujet de la thèse concerne la détection des cavités, il a été décidé de poursuivre le développement des sources vibratoires en construisant une source à **ondes transversales** appelés aussi ondes « S » (de l'anglais *secondary* ou *shear waves*) ou ondes de cisaillement. En utilisant le terme « ondes sismiques » on considère pour la plupart de cas les ondes de compression appelés aussi ondes longitudinales ou ondes « P ».

Généralement, l'utilisation des ondes « S » permet d'obtenir une meilleure résolution à cause de la vitesse d'onde « S » moins élevée (Eq. I.31) que celle d'onde « P ». Dans le contexte de la détection des cavités un deuxième atout apparaît : les cavités souterraines sont vides ou

remplies d'un liquide. Les ondes « S » ne se propageant pas dans les fluides sont totalement réfléchies par les cavités, par conséquent la présence d'une cavité est manifestée de manière plus prononcée.

Afin d'exploiter ces avantages nous avons procédé à la construction d'une source capable d'émettre ce type d'ondes. Un vibreur à ondes « S » a été conçu et construit dans le cadre d'un stage ECL – INERIS par P. Safinowski (Safinowski, 2005). Il utilise deux haut-parleurs identiques à deux sources à ondes « P » présentés précédemment. La source est présentée sur la Figure III.13.



**Figure III.13 :** La source à ondes transversales (ondes « S ») construite par M. Safinowski et un exemple du spectre du signal  $F(t)$  enregistré avec cette source pour un sweep linéaire 40 - 160 Hz.

La source, malgré son principe de fonctionnement différent, possède des éléments classiques d'un vibreur mécanique – la plaque de couplage et la masse de réaction, constituée ici par la masse des haut-parleurs, comme pour la source Vib-PP. La plaque de couplage est équipée des leviers permettant de fixer une plaque additionnelle en vue d'améliorer le couplage en fonction du type de sol. Les deux haut-parleurs, fonctionnant en antiphase, sont connectés à la plaque de couplage dans sa partie centrale et effectuent des mouvements parallèles à celle-ci.

La structure de la source est plus complexe que pour une source à ondes « P », surtout à cause de la direction des vibrations de la masse qui n'est pas parallèle à la force de gravité. La masse ne repose alors pas sur la plaque de couplage, mais un système élaboré de guidage a dû être conçu.

#### III.3.1.4 Véhicule tout-terrain

Un véhicule tout terrain (un quadricycle ou **quad**) a été intégré dans le système en vue de faciliter certaines tâches liées à l'utilisation des sources vibratoires. Il peut effectuer plusieurs rôles :

##### Moyen de transport

L'utilisation du quad comme moyen de transport est la plus évidente. En effet, ce véhicule permet de transporter le matériel encombrant sur les distances qui peuvent être assez importantes pour les essais SHR typiques. Néanmoins, l'application la plus importante est le transport des sources sismiques.

### Groupe électrogène mobile

L'amplificateur nécessaire à exciter les vibrateurs doit être alimenté par une source à tension alternative  $230\text{ V}$  capable de fournir une puissance de l'ordre de  $2\text{ kW}$ . En pratique ceci est assuré par un groupe électrogène mais lors des mesures la source est déplacée sur les distances de l'ordre de  $200\text{ m}$  voire plus. Ceci implique utilisation des câbles et rallonges, alors n'est pas pratique. En plus un tel câble est une source du rayonnement de  $50\text{ Hz}$  qui se trouve habituellement dans le spectre de signaux enregistrés.

La solution adoptée consiste à ajouter au quad un alternateur classique de voiture, capable à délivrer une puissance de  $1\text{ kW}$  et une batterie à haute capacité ( $140\text{ A}\cdot\text{h}$ ). Lorsque le moteur est en marche, l'alternateur charge la batterie. Ensuite, la batterie fournit l'énergie à un convertisseur CC/CA (courant continu/courant alternatif) avec la sortie  $230\text{ V}$  et la puissance nominale de  $2\text{ kW}$ .

### Déplacement et appui de la source

Suivant les conclusions tirées à partir de plusieurs tests des sources mécaniques source, nous avons conclu que le rendement de rayonnement de la source s'améliore avec l'augmentation de la force d'appui. La méthode la plus évidente est d'augmenter la masse de la source mais ceci rendait les déplacements de source plus difficiles. Une autre possibilité est offerte par le quad – celui-ci peut être à la fois transporté la source et l'appuyer après l'avoir mis en place. Sur la Figure III.14 nous pouvons voir la structure ajoutée au quad afin de réaliser cette tâche. « L'ascenseur » visible à l'avant, du véhicule permet de lever la source, la transporter sur une courte distance (entre les points de tir) et de la poser par terre en appuyant avec la masse du quad. La force nécessaire est assurée par deux moteurs électriques ( $12\text{ V}$ ,  $140\text{ W}$  chacun).

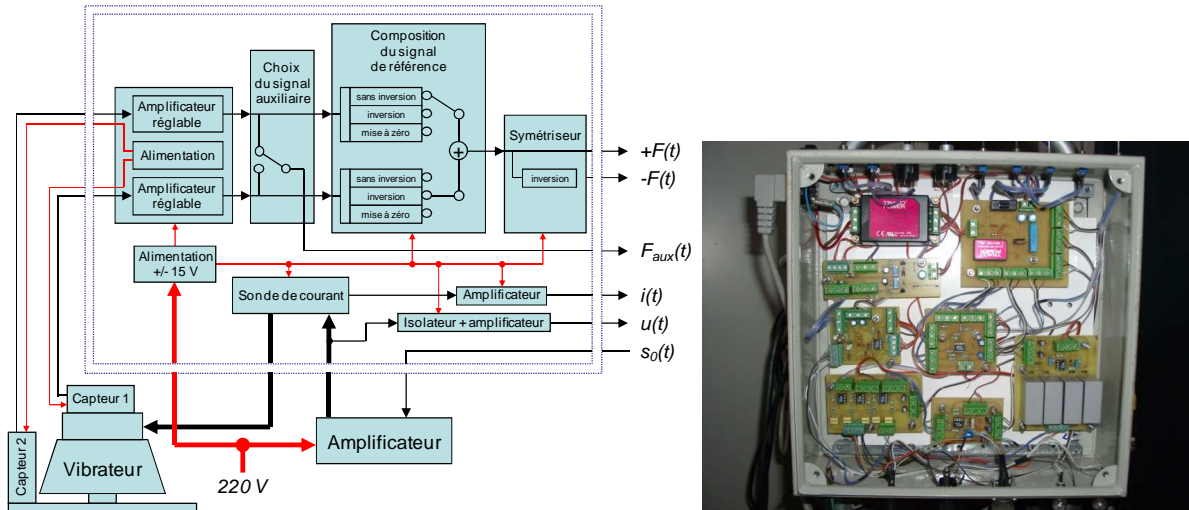


**Figure III.14 :** Véhicule tout terrain (quad) avec la source Vib-PP.



### III.3.2 Bloc de pilotage des vibreurs

Le bloc de pilotage des vibreurs a été conçu et construit dans le cadre de notre travail de thèse. Il constitué des circuits électroniques et des câbles adéquats placés dans la proximité immédiate de la source. En général ces dispositifs sont responsables la transmission des signaux du vibreur ( $F(t)$ ,  $u(t)$  etc.) au poste de commande. Le schéma bloc de l'ensemble présenté sur la Figure III.15.



**Figure III.15 :** Schéma-bloc des opérations effectuées par les circuits de contrôle du vibreur (à gauche) et la photographie des circuits.

Nous pouvons grouper les circuits selon la tâche réalisée :

- (i) Traitement du signal de référence – le signal  $F(t)$  constitue une approximation du signal émis  $s_R(t)$ . Les circuits électroniques permettent de mesurer deux signaux électriques sur la source (e.g. accélération de la masse et de la plaque de couplage) et de les convertir en signal de référence  $F(t)$ .

Le signal de référence est envoyé en utilisant le principe de la transmission symétrique (i.e. le signal  $F(t)$  et sa réplique inversée  $-F(t)$  sont envoyés) afin de réduire le bruit ajouté lors de la transmission. De plus, le signal secondaire  $F_{aux}(t)$  est envoyé (le bloc « *Choix du signal auxiliaire* ») pour une observation directe d'un des signaux issus des capteurs.

Il est possible d'utiliser un seul capteur (e.g. un géophone pour la source Vib-PA), l'autre est alors mis à zéro par le bloc « *Composition du signal de référence* ». Les capteurs utilisées peuvent être actifs (e.g. accéléromètres à électronique intégrée pour les sources Vib-PP et Vib-S-EI), les circuits délivrent un courant d'alimentation de 2,2 mA.

- (ii) Traitement des signaux de contrôle – les circuits permet de sortir et transférer vers le poste de commande les signaux proportionnels à la tension électrique alimentant la source  $u(t)$  et courant électrique  $i(t)$  consommée par celle-ci. Le courant électrique est mesuré sans contact grâce à une sonde à effet d'Hall (« *Sonde de courant* »).
- (iii) Alimentation – les circuits sont *actifs* i.e. nécessitent une alimentation basse tension. Le circuit d'alimentations est basé sur un convertisseur à découpage (*chopper*) qui convertit la tension alternative de 230V vers la tension continue +/- 15V, accompagné par les filtres et protections nécessaires.

L'ensemble des circuits est fermé dans deux boîtiers (un pour la sonde de courant et un autre pour la reste) fixés au chariot – support de la source ou au quad.



Tous les quatre signaux de sortie : tension  $u(t)$ , courant  $i(t)$ , signal de référence  $F(t)$  et le signal auxiliaire  $F_{aux}(t)$  sont transmis par un câble à masse commune vers le poste de commande. Ce câble de 300 m fournit la connexion entre la source et le poste de commande et délivre aussi le signal d'excitation vers la source

### III.3.3 Bloc de génération et acquisition

Le fonctionnement du système, conformément au cahier de charges, nécessite la possibilité de générer un signal  $s_o(t)$  pour l'excitation de la source vibratoire ainsi que la possibilité d'enregistrer les signaux de retour ( $F(t) = s_R(t)$ ). Ces fonctions sont assurées par la carte multifonctions NI USB-6211 qui permet une génération et acquisition simultanée des signaux électriques. La carte utilisée est un bloc externe interfacée avec l'ordinateur via port USB. Cette solution a permis de :

- intégrer le dispositif de génération/acquisition dans un seul boîtier ;
- compacter le système ;
- utiliser un ordinateur PC standard pour le pilotage du système.

Le boîtier est présenté sur la Figure III.16 avec le schéma de connexions internes.

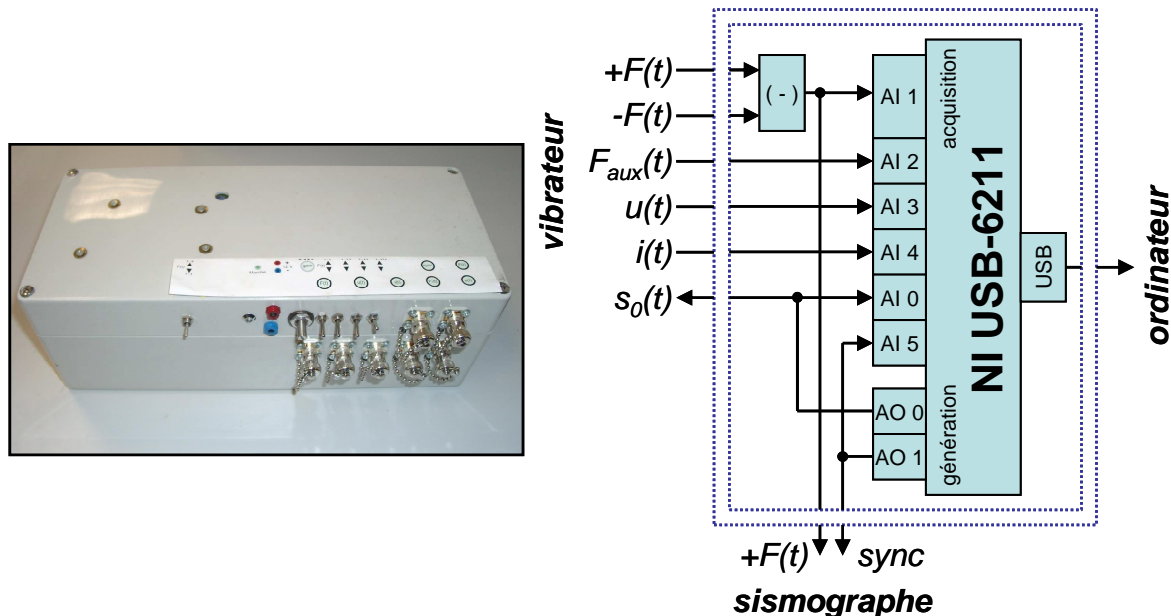


Figure III.16 : Boîtier d'interconnexion et le schéma de connexions internes. Al(n) désigne les entrées, AO(x) les sorties.

Les paramètres essentiels de la carte NI USB-6211 :

- Sorties analogiques (génération) : 2 (deux utilisées) ;
- Entrées analogiques (acquisition) : 16 (six utilisées) ;
- Fréquence maximale d'échantillonnage : 200 kS/s (nous utilisons 20 kS/s).
- Résolution des convertisseurs A/N et N/A : 16, soit une précision de 305  $\mu V$  dans la gamme +/- 10 V.

### III.3.4 Acquisition sismique – sismographe

Le sismographe est un dispositif nécessaire pour l'acquisition des signaux sismiques. Son rôle et principe de fonctionnement sont détaillés dans le Chapitre I.1.3.1

**renvoi introuvable..** L'utilisation des sources vibratoires nécessite un sismographe avec de caractéristiques particulières par rapport à l'utilisation des sources impulsionnelles :

- (i) la possibilité d'effectuer la corrélation du signal reçu avec le signal de référence  $F(t)$  ;
- (ii) la mémoire permettant d'enregistrer les signaux de durée longue (4 s minimum) en gardant la fréquence d'échantillonnage suffisante ;
- (iii) la dynamique et sensibilité permettant d'enregistrer les signaux d'amplitude faible.

La propriété (i) est nécessaire si l'on envisage de travailler avec la corrélation directe sur le terrain ce qui est le cas de ce travail. L'aptitude d'un appareil de satisfaire la condition (ii) est définie par la mémoire installée et plus précisément la quantité de cette mémoire (en échantillons par voie enregistré) par rapport à la fréquence d'échantillonnage. Finalement, la propriété (iii) est exprimée par le gain de l'amplificateur d'entrée et résolution de la conversion analogique/numérique ( $n$  bits de du convertisseur correspond à la dynamique  $6n$  dB). Au début de ce travail nous avons utilisé un sismographe universel *StrataView* commercialisé par la société américaine *Geometrics*. Cet appareil a été utilisé dans le laboratoire pendant des années principalement pour l'acquisition sismique avec les sources impulsionnelles. Il permet également de travailler avec les sources vibratoires vu ses caractéristiques :

- corrélation des signaux de géophones ( $x(t)$ ) avec le signal de référence ;
- mémoire de 8.192 échantillons par trace enregistrée, ce qui permet d'enregistrer les signaux de 4 s avec la fréquence d'échantillonnage 2 kHz ;
- résolution du convertisseur analogique/numérique 24 bits dans la gamme  $\pm 0,5$  V ce qui correspond à une sensibilité de 60 nV.

Nous avons utilisé le sismographe *StrataView* pour une grande partie des travaux effectués et ceci avec de bons résultats. Cependant, l'utilisation de cet appareil implique certaines limitations.

- la quantité disponible de mémoire limite les signaux émis à 3,5 s ce qui a un impact négatif sur l'énergie émise ;
- la fréquence d'échantillonnage de 2 kHz satisfait le théorème de Nyquist mais est trop faible pour l'analyse correcte des sismogrammes ;
- la puissance de calcul du module de corrélation est très faible ce qui ralentit considérablement les mesures ;
- la connectique archaïque (port parallèle uniquement) rend le transfert de données difficile.

Afin d'éliminer ces problèmes, le laboratoire a acquis un nouvel sismographe de chez *Geometrics*.

- le sismographe *StrataVisor* reprend la même coque durcie que l'ancien appareil, mais ses performances (puissance de calcul) sont sensiblement améliorées ;
- l'appareil fonctionne sous le système d'exploitation *Microsoft WindowsXP* contrairement à *Microsoft DOS* qui équipait le sismographe *StrataView* ;
- les ports de communication *Ethernet* et *USB* permettent un transfert facile des données ;
- la mémoire de 65.535 échantillons par trace permet d'enregistrer les signaux plus longs et/ou utiliser la fréquence d'échantillonnage plus élevée.

Les deux appareils sont présentés sur la Figure III.17.



Figure III.17 : Sismographe *StrataView* (à gauche) et le nouvel appareil *StrataVisor*.

### III.4 Partie « logiciel » : PGOS et programme « SABAL »

#### III.4.1 Procédure de choix du signal

Rappelons la figure illustrant schématiquement les relations entre le signal émis et le signal enregistré :

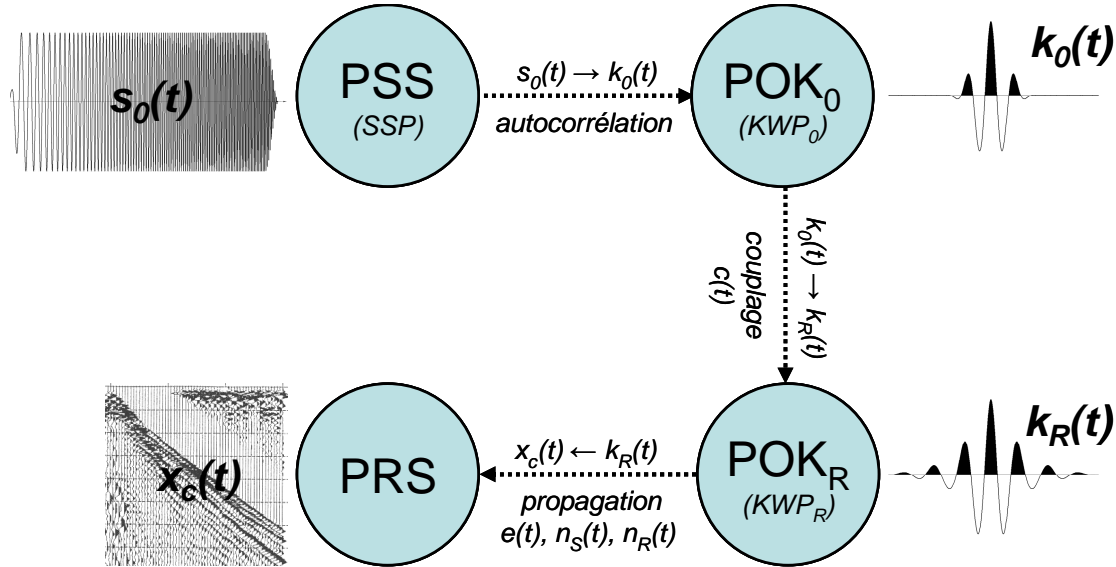


Figure III.18 : Illustration symbolique des dépendances entre le signal source et l'enregistrement sismique.

Afin de choisir le signal source, nous avons proposé une procédure, appelée « Procédure de Génération et Optimisation des Sweeps » (**PGOS**). Elle est composée de plusieurs étapes :

- (i) l'estimation approximative des paramètres de l'ondelette de Klauder (POK) nécessaires pour atteindre les paramètres d'enregistrement sismique (PRS) souhaités. Cette estimation se fait sur la base du modèle convolutionnel de la trace sismique (développé dans le Chapitre II) ;
- (ii) création des signaux de différents tests de paramètres (PSS). Ces paramètres dépendent de l'analyse de la simulation (i), de la connaissance du matériel et du dispositif d'acquisition, de la fonction cible visée et finalement de l'expérience de l'utilisateur ;
- (iii) émission d'un signal de test permettant de mesurer la fonction de couplage  $c(t)$  ;
- (iv) compensation de la fonction de couplage de la source  $C(f)$ . Ceci permet d'assurer  $k_R(t) = k_0(t)$  pour tout signal émis ;
- (v) émission des signaux en utilisant la méthode de modulation de fréquence assurant la puissance émise maximale ;
- (vi) contrôle en temps réel du comportement du vibreur afin d'assurer une bonne qualité de l'émission et de protéger la source contre pannes ;
- (vii) analyse des paramètres d'enregistrement sismique (PRS) pour toutes les émissions de test. Ensuite, l'analyse paramétrique des dépendances POK ↔ PRS permet de choisir le meilleur signal dans les conditions données. Autrement dit, il est possible de trouver le sweep (séquence de sweeps) permet de satisfaire la fonction cible (représentée par la portée, la résolution à une profondeur donnée etc.).

Toutefois, si les résultats ne sont pas satisfaisants (e.g. la résolution estimée insuffisante), les étapes (ii) à (vi) peuvent être répétés avec les signaux de test différents.

Nous avons développé un programme informatique nommé « SABAL » (**S**ignaux **A** **B**ALayage fréquentiel) pour le pilotage de la source vibratoire. Il permet de contrôler toutes

les étapes de l'émission sismique indiquées sur la Figure III.18 et de calculer tous les paramètres associés. Il assiste aussi l'utilisateur pour le choix le signal pilotant la source. Ainsi, il constitue la réalisation pratique de la PGOS.

### III.4.2 Programme « SABAL »

Le programme « SABAL » permet de réaliser l'ensemble des opérations du choix de signal comprises dans la PGOS. Il permet aussi d'appliquer cette procédure en pratique, en assurant le pilotage d'une source vibratoire *via* la partie « matériel » décrite dans le sous-chapitre.

SABAL fonctionne dans l'environnement **LabView** adapte à commander les systèmes de mesure et au même temps il offre la puissance de calcul comparable à celle de Matlab. Ses fonctionnalités principales sont suivantes :

- créer, modifier, charger et enregistrer des signaux et des séquences de signaux  $s_o(t)$  de type « sweep » utilisées pour l'excitation d'une source sismique de type vibratoire. La gamme des options de synthèse de signaux offerte par le programme est très large et permet de créer des « sweeps » presque quelconques (modulation AM, FM, séquences de type « Combisweep ») ;
- mesurer, calculer, enregistrer et compenser la fonction de transfert  $C(t)$  permettant d'estimer la forme de signaux réellement émis ;
- calculer les paramètres d'ondelette de Klauder (**POK<sub>R</sub>**) ce qui permet d'évaluer la qualité du signal ou de la séquence de signaux ;
- effectuer le test de résolution basé sur la simulation de la fonction  $e(t)$  par le modèle convolutionnel pour la structure géologique d'intérêt, en prenant en compte la fonction cible ;
- émission sismique : en pilotant la carte multifonction (génération/acquisition), le programme gère l'ensemble des opérations liées au pilotage d'une source sismique de type vibreur (génération du signal, synchronisation de la chaîne de mesure, acquisition du signal  $F(t)$  etc.) ;
- suivi de la source vibroacoustique : le programme calcule en temps réel la puissance électrique effective dissipée par le vibreur, et suit cette puissance en fonction de temps ;
- enregistrer et de charger la configuration et les paramètres de travail permettant d'arrêter et de reprendre une série de mesures ;
- archiver les signaux  $s_o(t)$  et  $F(t)$  pour l'analyse ultérieure et pour la compression de la trace sismique par la corrélation ou déconvolution (si celle-ci n'a pas été appliquée sur le terrain).

Les différentes étapes de la PGOS sont réalisées par les sous-routines du programme SABAL, appelées « **modules** ». La Figure III.19 illustre le fonctionnement du programme et l'échange d'information entre les modules.

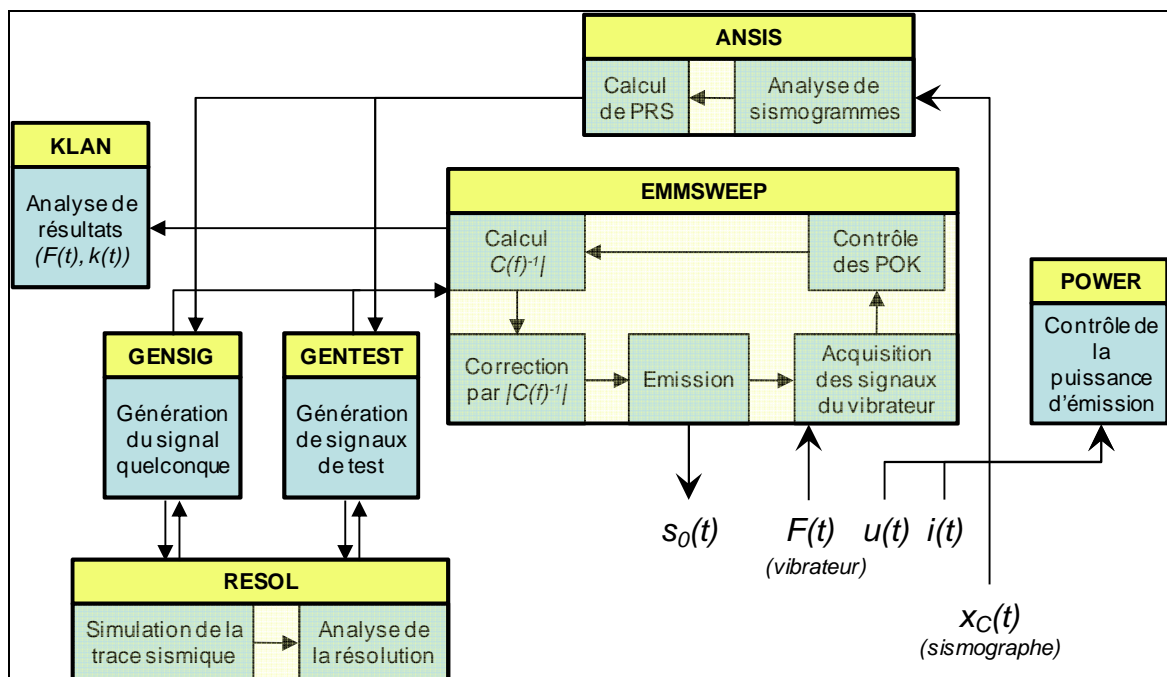


Figure III.19 : Fonctionnement du programme SABAL. Les blocs symbolisent les modules principaux du SABAL.

Les modules sont accessibles depuis le panneau principal (face-avant) du SABAL (Figure III.20), certains peuvent aussi être utilisés comme les programmes indépendants.

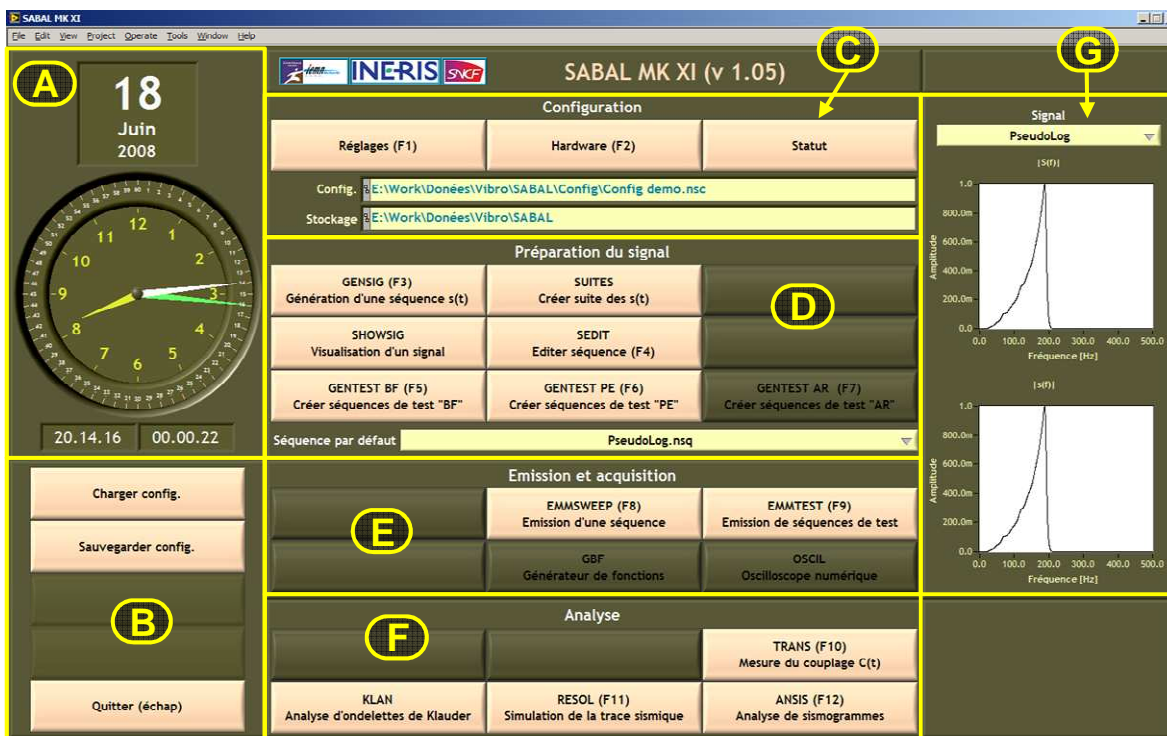


Figure III.20 : Face avant du programme « SABAL ».

La face avant du programme « SABAL » comporte cinq zones, permettant d'accéder aux différentes fonctionnalités :

- A. Date et heure.
- B. Contrôle général du programme et chargement/sauvegarde de sa configuration.

- C. Configuration des principaux paramètres programme (e.g. fréquence d'échantillonnage, amplitude du signal émis, répertoires de stockage de résultats etc.).
- D. Création et édition des signaux et des séquences (modules : GENSIG, SUITES, SHOWSIG, SEDIT, GENTEST). Une séquence est constituée d'entité de base pour le programme SABAL. Elle est composée de plusieurs signaux  $s_o(t)$  qui sont émis dans le même point. Ces signaux peuvent être identiques ou différents.
- E. Contrôle de l'émission sismique par le vibreur (modules : EMMSWEEP et TEMMSWEEP).
- F. Outils de l'analyse : calcul des POK (KLAN), des PRS (ANSIS) et simulation de la trace sismique en utilisant le modèle convolutionnel (RESOL). Aussi le paramétrage de la mesure de fonction de transfert pour la compensation de la source (TRANS).

La face avant contient aussi les boutons en couleur foncé qui correspondent aux fonctions prévues mais non encore implémentées (e.g. bouton « GBF » de la zone E).

Dans ce qui suit nous allons présenter une description des modules assurant les fonctionnalités les plus importantes du programme.

#### **III.4.2.1 Module « GENSIG » (GENération de SIGnaux)**

Ce module permet de générer un signal à balayage fréquentiel. Le signal est généré à partir du spectre d'amplitude défini par l'utilisateur. Un certain nombre de formes du spectre est disponible (e.g. les fenêtres de pondération typiques), l'utilisateur peut aussi générer un signal avec le spectre librement choisi en dessinant son forme.

Le résultat fourni par le module est une séquence des signaux identiques, dont le spectre est défini par l'utilisateur. Il peut alors servir pour construire une bibliothèque de séquences utilisables ensuite pour le pilotage de la source vibratoire mais aussi pour les différentes simulations nécessitant un signal de ce type.

La face avant du programme est présentée sur la Figure III.21.



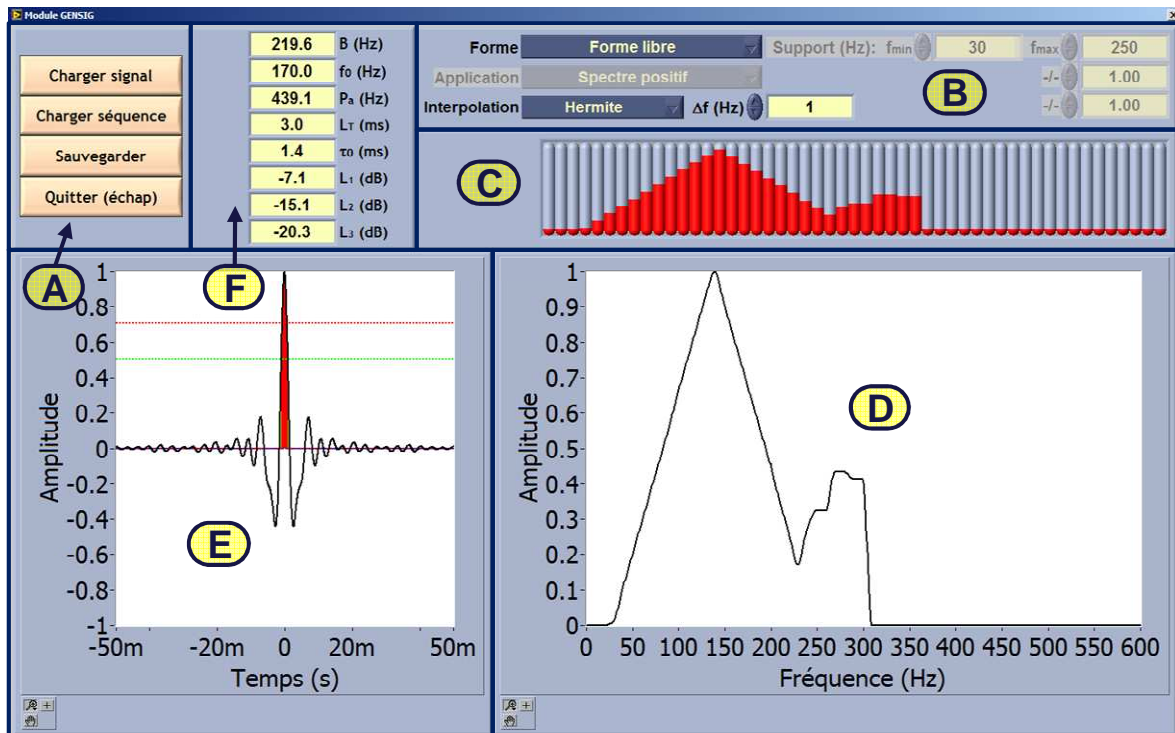


Figure III.21 : Face avant du module GENSIG. A droite : le spectre d'amplitude, à gauche : ondelette de Klauder correspondante.

Les zones de la face avant du module :

- A. Contrôles permettant la commande du module. Les boutons permettent de charger un signal  $s_R(t)$  ou une séquence  $s_{RC}(t)$  comme le spectre de base pour les modifications ainsi que de sauvegarder une séquence de signaux dont le spectre est défini par l'utilisateur.
- B. Contrôles permettant de définir la forme du spectre. Il est possible de choisir une forme prédéfinie (e.g. une fenêtre de pondération) ou de créer une forme libre.
- C. Si la forme libre est choisie, les glissières verticales permettent à l'utilisateur de définir la forme du spectre.
- D. Le spectre du signal édité ( $|S_R(f)|$ ).
- E. Ondelette de Klauder correspondant au spectre choisi.
- F. Les paramètres de l'ondelette de Klauder (POK – cf. §II.2.1).

#### III.4.2.2 Module « RESOL » (simulation de la RESOLution)

Le module « RESOL » permet de simuler la trace sismique obtenue pour une structure géologique et le signal émis donnés. Cette simulation est effectuée en utilisant le modèle convolutionnel de la trace sismique.

A l'opposé des autres modules du programme SABAL, ce module est principalement destiné à la conception des mesures avant la réalisation sur le terrain. Il permet de déterminer, de manière très approximative, les paramètres d'ondelette nécessaires pour l'obtention de résultats remplissant la « fonction cible ».

L'exemple des résultats générés par le module RESOL est montré sur sa face avant (Figure III.22).



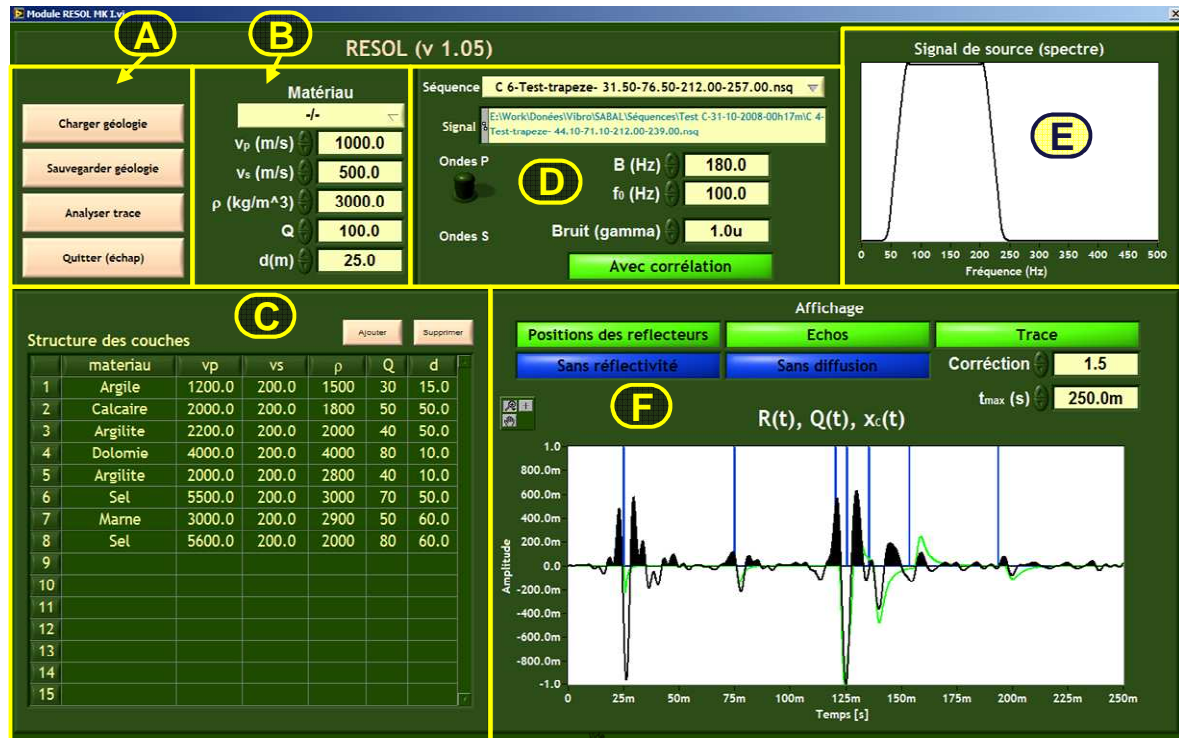


Figure III.22 : Face avant du module RESOL.

La première étape du travail consiste à saisir les paramètres de la structure géologique. En utilisant les contrôles de la zone B l'utilisateur définit les paramètres pour une couche (cf. I.1.2) :

- $v_p$  : vitesse d'onde longitudinale ;
- $v_s$  : vitesse d'onde transversale ;
- $\rho$  : masse volumique ;
- $Q$  : coefficient de qualité ;
- $d$  : épaisseur de la couche ;

Il est possible de définir jusqu'à 15 couches. Leurs paramètres sont affichés dans le tableau (zone C). Les boutons de la zone A permettent de charger ou sauvegarder sur le disque les paramètres de la structure géologique.

Sur la base de ces données le programme calcule la fonction de réflectivité  $r(t)$ , les réponses des filtres représentant l'atténuation  $Q(r,t)$  et à partir de ces fonctions « la réponse de terre »  $e(t)$  (cf. II.1.1). Ces fonctions peuvent être calculées pour les ondes « P » ou « S » mais la valeur de  $Q$  utilisée est identique pour les deux cas. Les fonctions  $r(t)$  et  $e(t)$  peuvent être affichées sur le graphe (zone E) avec des options (comme la prise en compte de l'atténuation sphérique).

La deuxième étape consiste à choisir le signal source  $s_R(t)$  qui sera utilisé pour la génération de la trace sismique  $x(t)$  ou  $x_C(t)$  (zone D). Le programme offre la possibilité d'utiliser :

- un *sweep* linéaire : les paramètres  $f_{min}$  et  $f_{max}$  peuvent être choisis ;
- un signal impulsionnel : ondelette de Ricker, ondelette de Chebychev ;
- une séquence de signaux  $s_{RC}(t)/s_{RN}(t)$  enregistrée sur le disque dur de l'ordinateur (créée avec les modules GENESIG ou GENTEST). Dans ce cas le programme applique la corrélation individuelle des signaux calculés (*stacking after corrélation*).

Le programme permet aussi d'ajouter le bruit Gaussien à la trace sismique et la compensation simple de l'atténuation de type  $1/R$ . Le résultat peut être affiché sur le même graphe que les fonctions  $r(t)$  et  $e(t)$ .

Le bouton « Analyser trace » (zone A) permet de passer à l'a face avant suivante qui permet d'afficher les paramètres des signaux (échos) présents sur la trace calculée (Figure III.23).

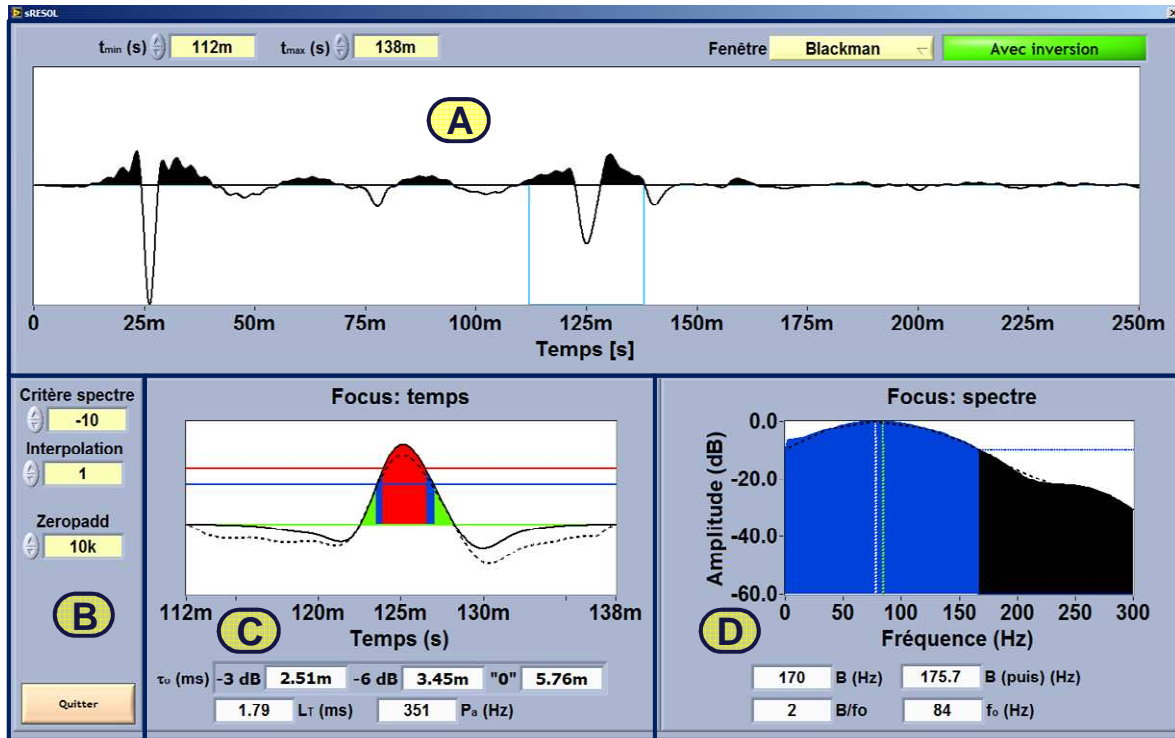


Figure III.23 : Analyse de la trace synthétique avec le programme RESOL.

La trace générée est affichée sur le graphe (zone A) avec la fenêtre réglable par l'utilisateur qui permet de choisir le fragment de la trace à analyser. La fenêtre appliquée peut utiliser une pondération afin d'accentuer le signal situé dans son centre. Dans les zones C et D sont affichés en temps réel les paramètres de même type que les POK : temporels ( $\tau_0$ ,  $L_T$ ,  $P_a$ ) et spectraux ( $B$ ,  $f_0$ ,  $B/f_0$ ) correspondant au signal présent dans la fenêtre choisie. Ces paramètres correspondent alors les paramètres d'enregistrement sismique (PRS). Les contrôles de la zone B permettent d'ajuster les paramètres de calcul de ces paramètres.

### III.4.2.3 Modules « GENTEST » (GENération de signaux de TEST)

Les modules « GENTEST » permettent de générer les séries de signaux test. Il s'agit de générer plusieurs signaux dont les paramètres sont différents afin de vérifier leur influence sur l'enregistrement sismique.

Il existe deux modules GENTEST :

### III.4.2.4 « GENTEST BF » (Bande – Fréquence)

Ce module permet de générer  $N$  séquences de sweeps linéaires identiques. L'utilisateur peut choisir le nombre des, la fréquence minimale  $f_{min}$  et maximale  $f_{max}$  pour les sweeps de la séquence  $n = 1$  et  $n = N$ . La face-avant du module est présentée sur la Figure III.24.

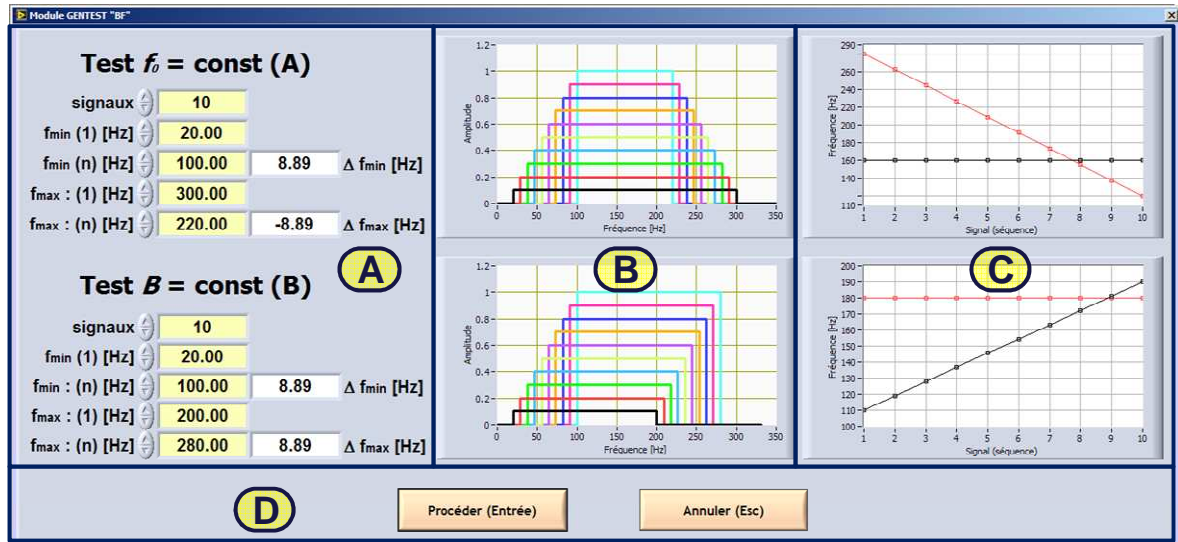


Figure III.24 : La face avant du module « Test BF ».

Pour une utilisation typique le module permet de définir deux séries de sweeps : une avec la fréquence centrale  $f_0$  constante et bande fréquentielle  $B$  variable (Test A); une autre avec  $B = \text{const}$  et  $f_0$  variable (Test B). La zone A de la face avant regroupe les contrôles qui permettent de choisir les paramètres  $f_{min}$  et  $f_{max}$  pour chaque des séquences. Les graphes de la zone B illustrent schématiquement les spectres de signaux générés. La zone C contient les graphes permettant d'observer les paramètres  $B$  et  $f_0$  des spectres des séquences différentes.

Le module peut être utilisé comme un générateur rapide des signaux qui permettent de vérifier l'influence directe de la bande passante et fréquence centrale d'un signal sur les enregistrements sismiques.

### III.4.2.5 « GENTEST PE » (Pentes linéaires)

Ce module permet de générer  $N$  séquences à pentes linéaires (cf. §III.2.4). L'utilisateur peut choisir librement tous les paramètres attribués à ces séquences : l'inclinaison des pentes et limites fréquentielles. Rappelons que la séquence à pentes linéaires se caractérise par le spectre d'amplitude effectif  $s_{RC}(t)$  ayant la forme d'un trapèze (Figures III.25) :

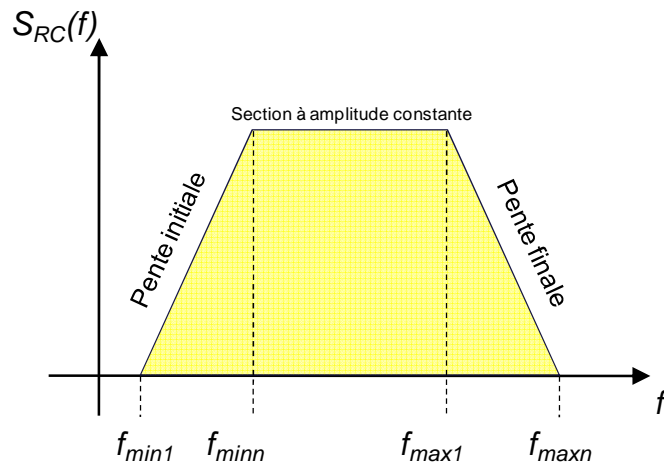


Figure III.25 : Le spectre de la Séquence de type « trapèze » (*Combisweep*) et ses fréquences caractéristiques.

Le rôle du module est de générer une série de séquences de ce type différant en leurs fréquences caractéristiques. La face-avant du module est présentée sur la Figure III.26 :

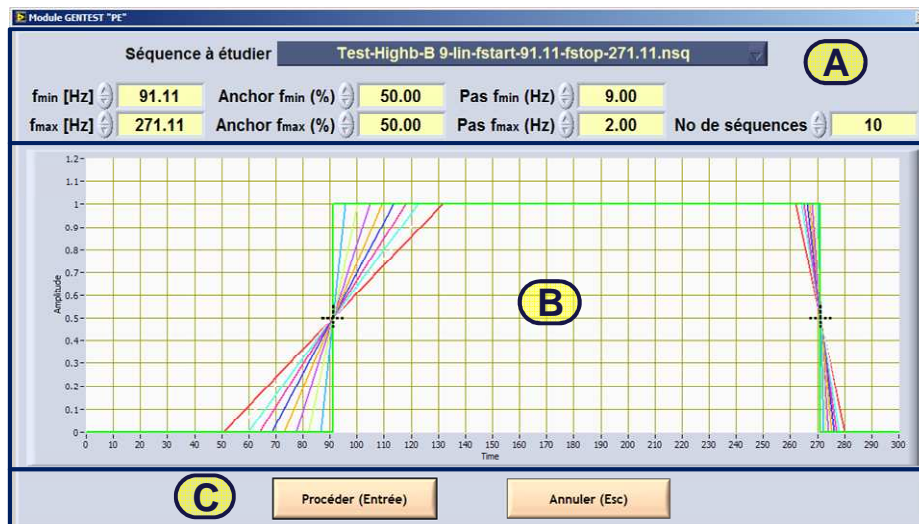


Figure III.26 : La face avant du module « GENTEST PE ».

Les commandes de la zone A permettent de choisir les paramètres des séquences générés et le graphe de la zone B permet de visualiser les spectres à générer en temps réel.

Le travail commence par la définition de deux fréquences « d'ancrage » «  $f_{min}$  (Hz) » et «  $f_{max}$  ». L'utilisateur peut aussi choisir un spectre de type trapèze de grâce à la liste « Séquence à étudier » qui imposera ces fréquences.

Les spectres des séquences suivantes sont de type trapèze dont les pentes initiales et finales deviennent plus inclinées. Les commandes permettent de définir les fréquences  $f_{min1}$  et  $f_{max1}$  (« pas  $f_{min}$  (Hz) » et « pas  $f_{max}$  (Hz) ») des séquences consécutives. Les commandes « Anchor  $f_{min}$  (%) » et « Anchor  $f_{max}$  (%) » permettent de définir le point d'intersection de toutes les pentes initiales et finales respectivement en définissant ainsi les fréquences  $f_{min1}$  et  $f_{maxn}$ .

Ce test est inspiré par les analyses conduites dans le chapitre précédent. Nous avons démontré que la forme d'ondelette de Klauder dépend des discontinuités de spectre. Les séquences de type « trapèze » possèdent le spectre qui permet de contrôler ces discontinuités facilement (en ajustant l'inclinaison des pentes) et indépendamment pour les basses et hautes fréquences.

Elles permettent la génération facile d'une série des séquences de test avec les paramètres variables.

### III.4.2.6 Module « EMSWEEP » (EMission des SWEEPs)

Le module « EMSWEEP » constitue le cœur du programme SABAL. Son rôle est d'assurer toutes les fonctions liées à l'émission des signaux.

L'émission se fait en deux étapes. L'utilisateur choisit d'abord la séquence de signaux à émettre et les paramètres d'émission (Figure III.27).

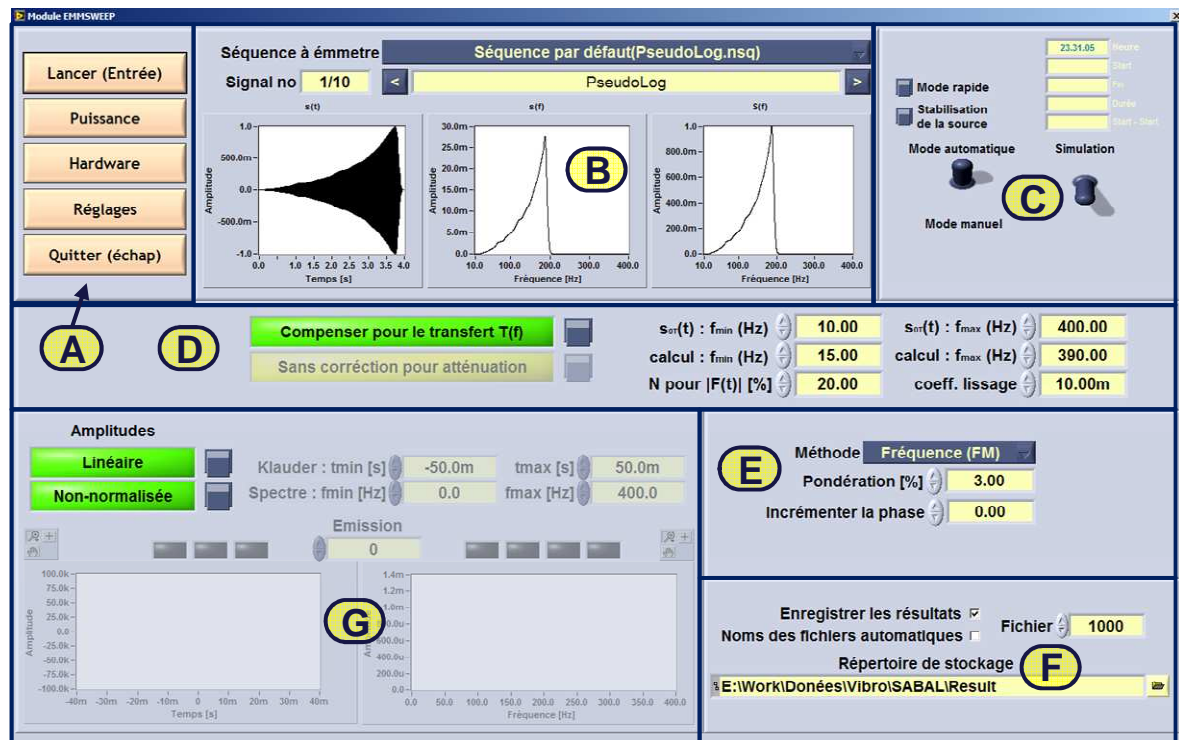


Figure III.27 : Configuration de l'émission des sweeps avec le programme « EMSWEEP ».

Les fonctions du module sont groupées de la manière suivante :

- Boutons de contrôle du programme, permettant aussi de modifier les réglages généraux du programme SABAL.
- Affichage de la séquence choisie pour l'émission. Les graphes permettent d'observer la forme temporelle d'un signal et son spectre ainsi que le spectre effectif de la séquence  $S_{RC}(f)$ .
- Choix des options de l'émission (mode rapide permettant de limiter le nombre de calculs effectués, émission additionnelle permettant de stabiliser la source) et affichage de la durée réelle d'une émission.
- Choix de l'application ou non de la fonction de compensation du couplage  $c(t)$  avec les paramètres réglables (cf. la description module TRANS : §III.4.2.8).
- Choix des options de génération des signaux. Chaque signal peut être émis en utilisant la modulation AM ou FM, l'utilisateur peut indiquer la durée de la pondération (« tapering ») de chaque signal et l'incrément de la phase initiale.



- F. Options de sauvegarde des signaux du vibreur ( $s_0(t)$ ,  $F(t)$ ,  $F_{aux}(t)$ ,  $u(t)$ ,  $i(t)$ ). Ces signaux peuvent être ensuite analysés dans le module KLAN (cf. §III.4.2.7). La sauvegarde du signal  $F(t)$  permet d'enregistrer les signaux de géophones  $x(t)$  sans corrélation au préalable des mesures.
- G. Affichage des signaux du vibreur enregistrés lors de la dernière émission. Ceci peut être utile pour l'analyse du comportement du vibreur et de la qualité du signal émis.

Après avoir choisi les paramètres souhaités, l'utilisateur lance l'émission de la séquence. La face avant correspondante est présentée sur la Figure III.28.

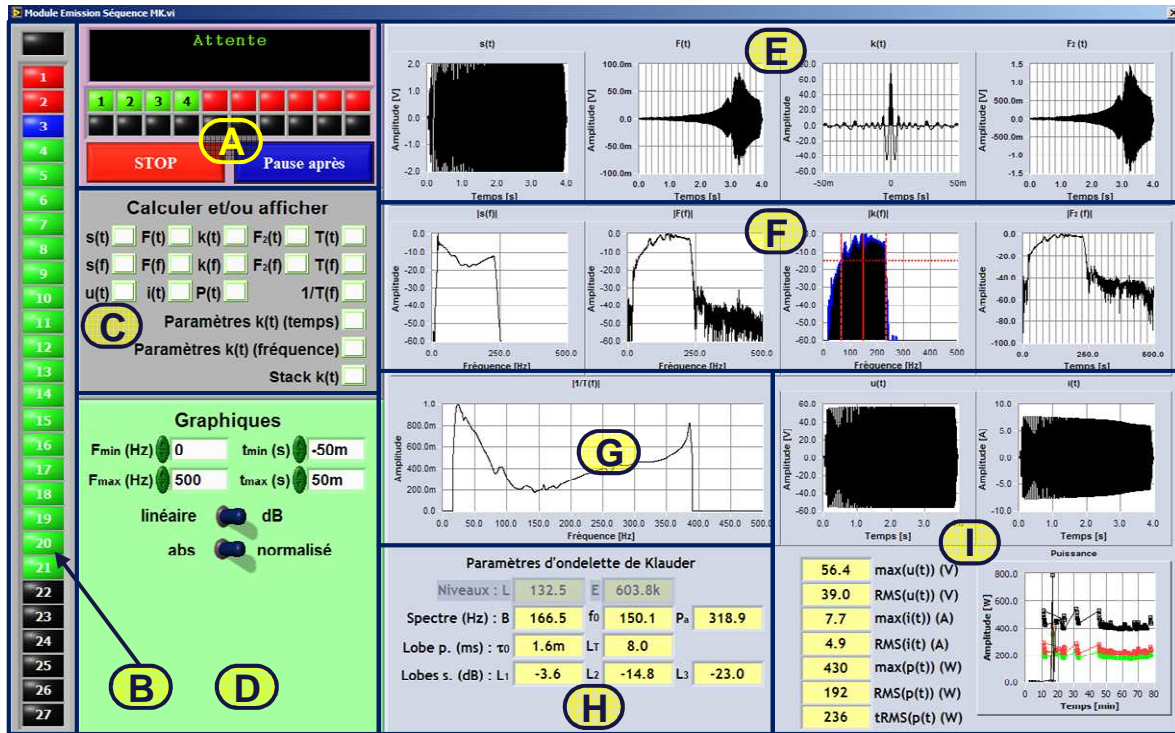


Figure III.28 : Face avant du programme EMMSWEEP lors de l'émission.

EMMSWEEP fournit les informations suivantes lors de l'émission :

- A. Avancement de l'émission. La séquence est composée de  $N$  signaux, les voyants rouges et verts permettent de savoir quel signal de la séquence est actuellement émis.
- E. Signaux du vibreur : signal source  $s_0(t)$ , signal de référence  $F(t)$ , ondelette de Klauder  $k_R(t)$  et signal auxiliaire  $F_{aux}(t)$ . Ce dernier peut être utilisé pour transmettre un signal additionnel (e.g. provenant d'un capteur placé sur la source).
- F. Spectres des signaux affichés dans la zone D. Notons que le signal  $s_0(t)$  présenté sur la copie d'écran est le signal compensé  $s_0'(t)$  il est alors normal que son spectre est différent que celui du signal  $F(t)$ .
- G. La fonction de compensation du couplage en fréquence  $|C(f)|^{-1}$  (cf. la description du module « TRANS »).
- H. Paramètres de l'ondelette de Klauder (POK) correspondant à l'émission en cours (cf. §II.2.1)
- I. Les graphes affichent la tension  $u(t)$ , le courant  $i(t)$  du vibreur. Le module donne les valeurs crêtes (« max ») et efficaces (« RMS ») pour la tension, courant et de la puissance, qui est calculée comme  $p(t) = u(t) \cdot i(t)$  :

$$\begin{aligned}
 RMS(u(t)) &= \sqrt{\frac{1}{T} \int_0^T u^2(t) dt} \\
 RMS(i(t)) &= \sqrt{\frac{1}{T} \int_0^T i^2(t) dt} \\
 RMS(p(t)) &= \sqrt{\frac{1}{T} \int_0^T u(t) \cdot i(t) dt}
 \end{aligned}
 \tag{III.32}$$

L'utilisateur peut choisir quels informations sont affichées et calculés (zone B) et régler l'affichage des graphes (zone C).

Après la fin de l'émission le programme enregistre tous les signaux acquis selon les paramètres définis et revient à la première étape.

### III.4.2.7 Module « KLAN » (ondelettes de KLauder et ANalyse)

Le module KLAN permet d'afficher les signaux du vibreur enregistrés lors de l'émission sismique. La face-avant du module est présentée sur la Figure III.29 :

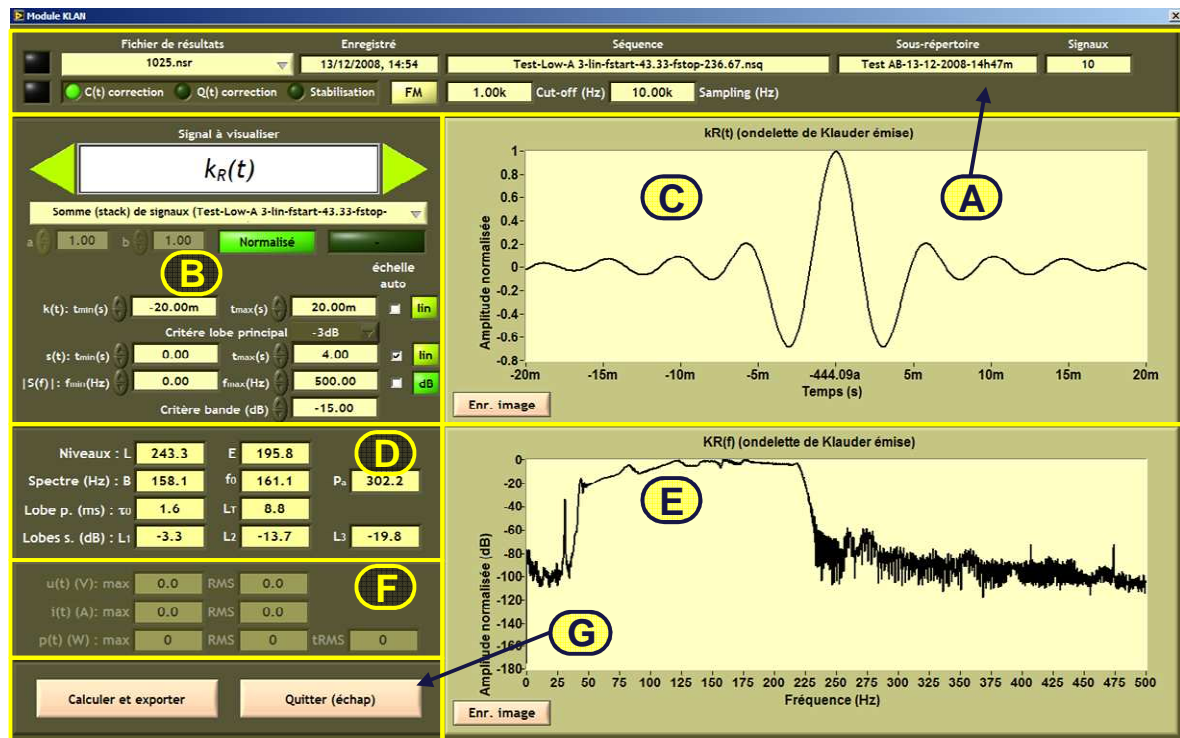


Figure III.29 : Face avant du module « KLAN ».

Les fonctionnalités du module sont groupées dans les zones indiquées sur la Figure III.29 :

- La liste déroulante « Fichier de résultats » permet de choisir le fichier contenant les signaux à analyser. Les différents indicateurs permettent de connaître les paramètres de génération, la date et heure de l'émission et ses paramètres.
- Les manipulateurs de cette zone permettent de définir quel signal sera analysé ( $s_o(t)$ ,  $s'_o(t)$ ,  $F(t)$ ,  $F_{aux}(t)$ ,  $k_o(t)$ ,  $k_R(t)$ ,  $sync$ ,  $u(t)$ ,  $i(t)$ ,  $p(t)$ ) ; certains de ces signaux (e.g.  $k_R(t)$ ) sont calculés à partir des signaux contenus dans le fichier. L'utilisateur peut visualiser un signal correspondant à un signal émis ou tous les signaux (correspondant à tous les

signaux émis de la séquence) ainsi que la somme (stack) de ces signaux. Il peut aussi choisir les paramètres d'affichage (normalisation, échelles horizontales et verticales).

- C. Le graphe avec le signal choisi dans la zone B. Le bouton « Enr. image » permet d'enregistrer le graphe sous la forme d'un fichier graphique « png ».
- D. Si le signal choisi est ondelette de Klauder, les indicateurs permettent observer ses paramètres POK (identiques que dans les modules GENSIG et EMMSWEEP).
- E. Le graphe avec le spectre d'amplitude du signal choisi dans la zone B. Le bouton « Enr. image » permet d'enregistrer le graphe sous la forme d'un fichier graphique « png ».
- F. Si le signal choisi est la tension/courant/puissance les indicateurs permettent d'observer ses paramètres (valeur maximale et efficace).
- G. Boutons du contrôle du module. « Calculer et exporter » permet d'exporter les valeurs de paramètres calculés (zones D et F) dans un fichier texte.

### III.4.2.8 Module « TRANS » (propriétés du TRANSfert)

Le module EMMSWEP applique la correction du couplage source-sol (cf. III.2.5) lors de chaque émission. La fonction de transfert en amplitude  $C(f)$  est mesurée pour chaque position de la source afin de la compenser lors de l'émission.

Le calcul automatique de la fonction  $C(f)$  n'est pas une tâche triviale. Il est nécessaire de définir certains paramètres de cette procédure afin d'assurer son bon fonctionnement. Le module « TRANS » permet d'observer chaque étape de mesure et calcul de  $C(f)$  pour ajuster ces paramètres. Nous pouvons distinguer deux étapes :

- L'émission d'un « sweep de test »  $s_{oT}(t)$  : cette étape nécessite un choix approprié de la bande fréquentielle de ce signal.
- Comparaison du signal de référence  $F_T(t)$  (i.e. l'estimation du signal émis  $s_R(t)$ ) avec le signal de test) et le calcul de la fonction de couplage  $C(f)$  : cette opération nécessite un choix approprié des paramètres de calcul des spectres des signaux et du coefficient de sécurité.

$$|C(f)| = \frac{|F_T(f)|}{|S_{oT}(f)|} \quad (\text{III.33})$$

- Après avoir calculé la fonction  $C(f)$ , le signal compensé est donné par la formule suivante :

$$|S'(f)| = \frac{|s_o(f)|}{|C(f)| + N} = |s_o(f)| \cdot C^{-1}(f) \quad (\text{III.34})$$

Le module TRANS permet de visualiser chaque signal intermédiaire de la procédure du calcul et d'observer l'influence de la variation des paramètres de la procédure de calcul sur la forme de la fonction de compensation  $C(f)^{-1}$ .

Le deuxième rôle de ce module est une vérification générale de l'émission : fonctionnement des capteurs du signal de référence et estimation de la puissance électrique absorbée par la source.

La face avant du module est présentée sur la Figure III.30. Ses fonctionnalités sont groupées dans les zones indiquées.



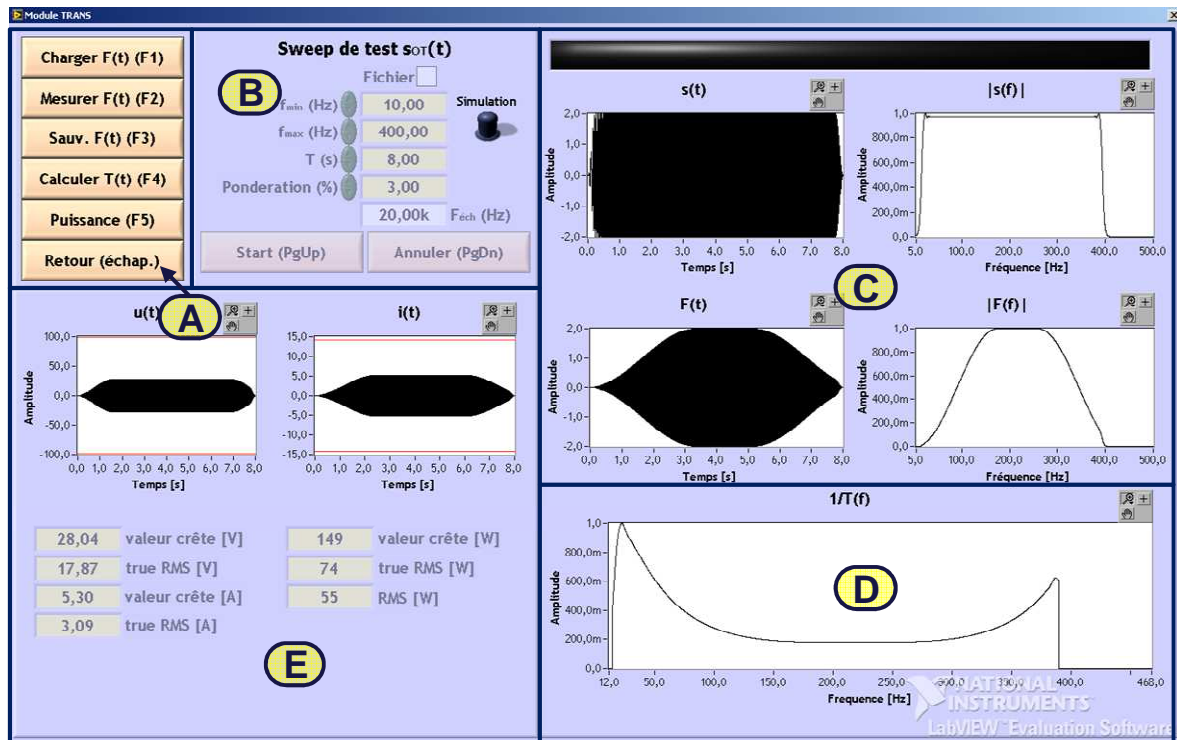


Figure III.30 : Face avant du module « TRANS ».

- A. Les boutons permettant de contrôler l'exécution du programme. Il est possible de charger un sweep de test ou de le définir avec les commandes de la zone B. Le bouton « Calculer T(t) » permet de calculer la fonction de compensation.
- B. Les commandes permettent de définir les paramètres du sweep de test  $s_{OT}(t)$ .
- C. En haut : le sweep de test et son spectre d'amplitude  $|S_{OT}(f)|$  ;  
En bas : Le signal de référence  $F_T(t)$  obtenu pour l'émission du sweep de test et son spectre d'amplitude.
- D. La fonction de correction du couplage en fréquence, calculée à partir des spectres d'amplitude du signal  $F_T(t)$  et  $s_{OT}(t)$ .
- E. Les informations sur la tension, courant et puissance électrique de la source pour l'émission du signal  $s_{OT}(t)$  (similairement aux informations dans le module EMMSWEEP).

Afin que la fonction de compensation  $C^{-1}(f)$  apparaisse sur le graphe de la zone D, il est nécessaire de définir les paramètres de calcul. Ceci se fait en cliquant sur le bouton « Calculer T(t) » de la zone A. Le module affiche une face avant présentée sur la Figure III.31 :

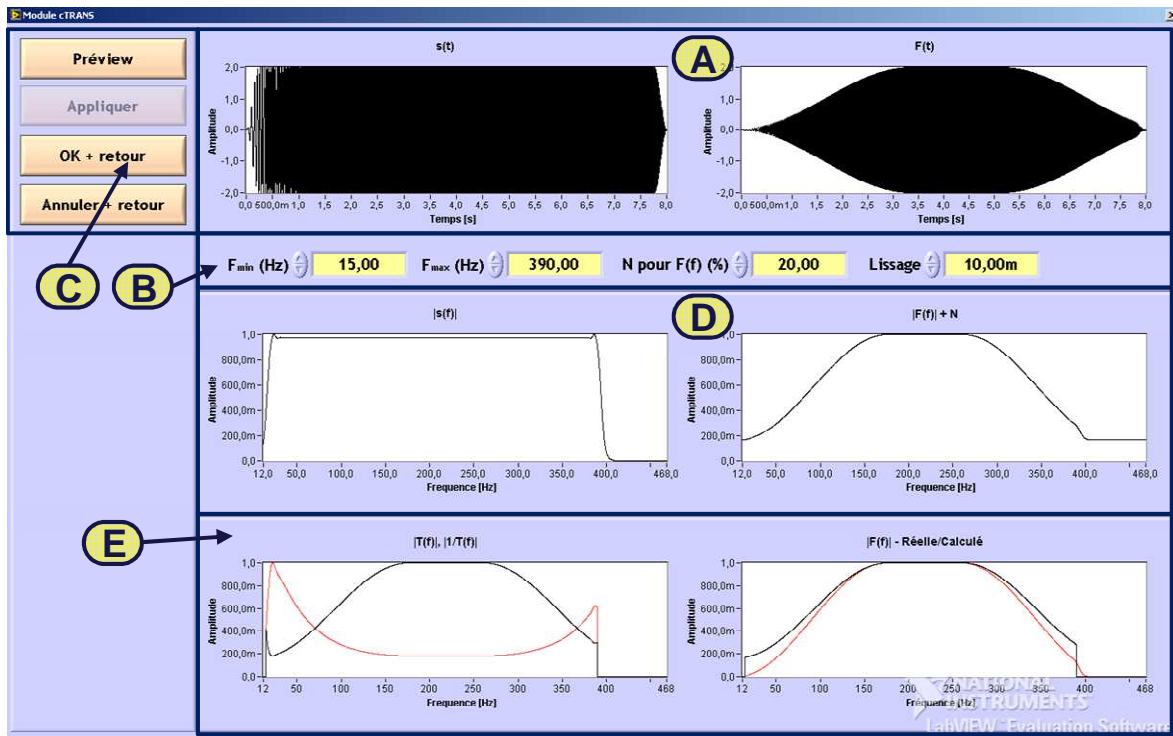


Figure III.31 : Calcul de la fonction de transfert en amplitude  $C(f)$  dans le module « TRANS ».

En cliquant sur le bouton « Préview » (zone C), l'utilisateur visualise les spectres du signal  $s_{OT}(t)$  et  $F_T(t)$  (zone A) sur les graphes de la zone D. Les paramètres saisis dans la zone B permettent d'ajuster la forme du spectre  $F_T(f)$  calculé (lissage de la courbe) et définir les limites fréquentielles de la fonction de couplage  $C(f)$  et de la fonction de compensation  $C^{-1}(f)$ . Il permet aussi de définir la valeur du coefficient de sécurité  $N$ .

Après avoir choisi les paramètres, l'utilisateur clique sur le bouton « Appliquer » (zone A). Le graphe à gauche de la zone E affiche la fonction de couplage (en noir) et la fonction de compensation correspondante (en rouge). Le graphe à droite permet de comparer le spectre  $S_{OT}(f)$  calculé avec le coefficient  $N$  spécifié (en rouge) et sans ce coefficient (en noir). Ceci permet d'estimer l'impact de la valeur de ce coefficient sur la procédure de la compensation.

En cliquant sur le bouton « OK + retour » l'utilisateur définit les paramètres de la zone B comme les paramètres par défaut. Le programme de compensation automatique du couplage incorporé dans le module EMSWEEP utilisera ces paramètres pour chaque émission.

#### III.4.2.9 Module « ANSIS » (ANalyse des SISmogrammes)

Le module ANSIS a été conçu pour analyser les enregistrements sismiques de manière quantitative. Il permet de charger et d'analyser les sismogrammes (corrélogrammes) afin de calculer leurs paramètres (PRS).

L'analyse commence par le chargement des enregistrements sismiques et la définition des signaux à analyser. L'utilisateur doit identifier et indiquer les zones d'occurrence des signaux suivants :

- Onde aérienne (AW)
- Onde de surface (SW)
- Réflexion 1 (R1)
- Réflexion 2 (R2)
- Bruit de corrélation (N)

AW, SW et N représentent les signaux inutiles alors que R1 et R2 sont *a priori* les signaux de réflexion recherchés correspondant aux marqueurs sismiques d'intérêt. Il est possible qu'un ou plusieurs signaux (i) – (v) soient absents de l'enregistrement, ils seront alors omis. Dans certaines situations les sismogrammes bruts doivent être prétraités afin de mettre en évidence ces signaux. ANSIS permet d'appliquer un filtrage fréquentiel et une mise à zéro sélective ; un traitement plus complexe doit être effectué par un logiciel spécialisé.

La face avant correspondant à cette étape est présentée sur la Figure III.32.

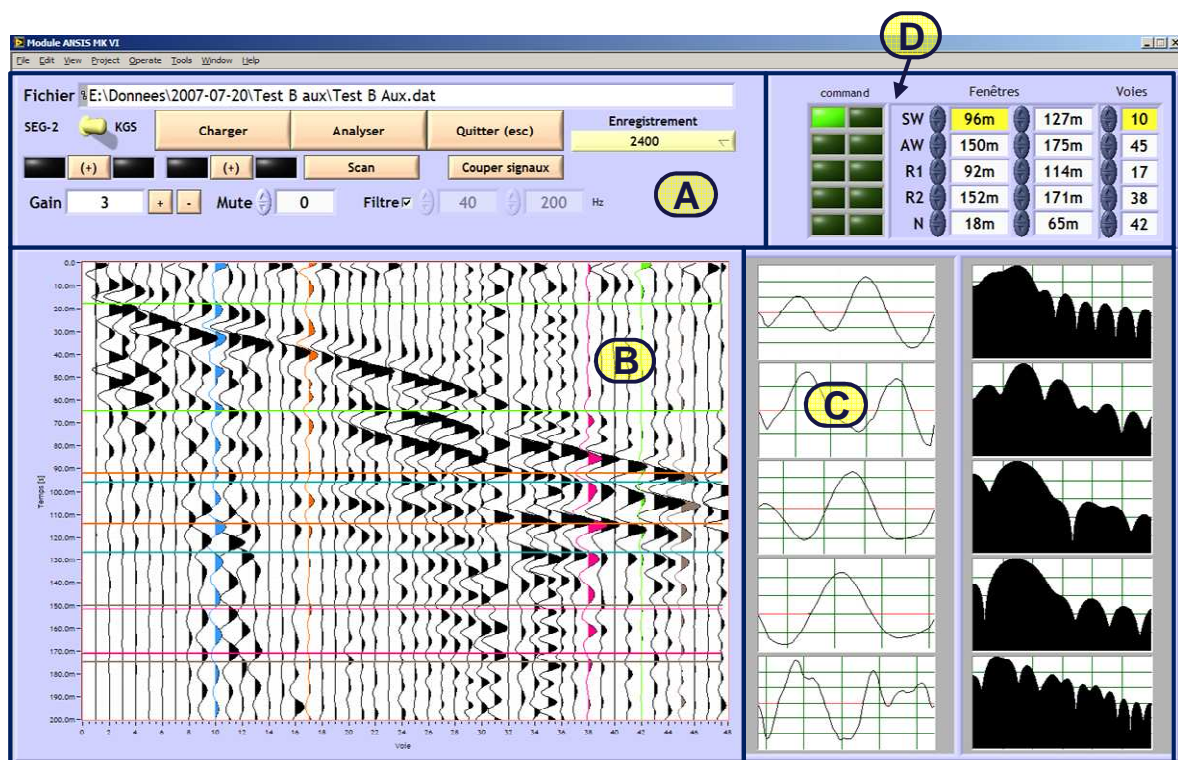


Figure III.32 : Définition de fenêtres d'évaluation des PRS dans le module « ANSIS ».

Les zones indiqués sur la figure correspondent à :

- Choix du fichier KGS (format typique pour les donnés sismiques) comportant plusieurs enregistrements sismiques à comparer. Les boutons et permettent de choisir le mode d'affichage d'enregistrement sismique et d'en appliquer un traitement de base (filtrage).
- Enregistrement sismique analysé. L'utilisateur peut choisir d'analyser du signal correspondant à onde aérienne, à onde de surface, à deux de réflexions et au bruit. En cliquant sur le graphe, l'utilisateur indique les zones (fenêtres) d'occurrence de ces signaux.
- Affichage des signaux choisis dans les fenêtres et de leurs spectres. Les signaux utilisés pour le calcul des spectres sont pondérés avec la fenêtre de Hamming afin d'éliminer les effets de bord.

D. Affichage des fenêtres et voies (géophones) correspondant aux signaux choisis sur le graphe.

Après avoir choisi les fenêtres d'analyse, l'utilisateur passe à l'étape permettant d'ajuster les paramètres de calcul des PRS. En effet, les signaux (i) – (v) sont difficilement identifiables sur l'enregistrement sismique, il est nécessaire d'appliquer quelques modifications afin d'assurer que les paramètres calculés reflètent les paramètres réels. L'interface graphique permet de visualiser précisément le signal sur lequel les calculs seront effectués et d'ajuster les paramètres de ces calculs.

La face avant correspondante à cette étape est présentée sur la Figure III.33.

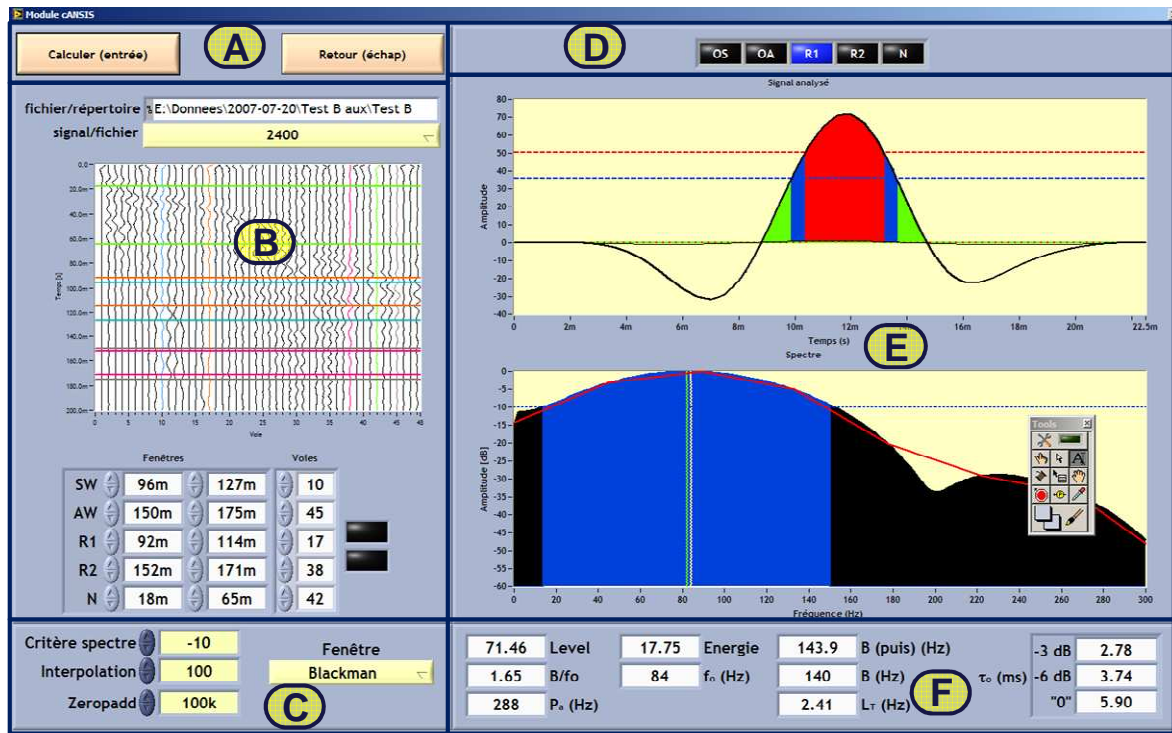


Figure III.33 : Choix de paramètres d'analyse des PRS dans le module « ANSIS ».

- B. Rappel sur les fenêtres d'analyse choisies. Si les résultats d'analyse (PRS calculées) ne sont pas fiables, l'utilisateur peut modifier les fenêtres.
- C. Paramètres du calcul de spectre et des paramètres spectraux.
- D. Choix du signal à visualiser (OS, OA, R1, R2, N).
- E. Visualisation de la méthode du calcul des PRS pour le signal temporel (en haut) et pour le spectre.
- F. Visualisation des PRS calculés.

Après le choix des paramètres d'analyse et la vérification des résultats, l'utilisateur clique sur le bouton « Calculer » (zone A), « ANSIS » calcule automatiquement les PRS pour tous les enregistrements sismiques contenus dans le fichier analysé. Le programme suppose que tous les enregistrements aient été obtenus pour la même position de la source, par conséquent les zones d'occurrence des signaux (i) – (v) sont ainsi identiques. Le résultat de calculs est affiché sur deux graphes (Figure III.34) :

Le premier graphe (zone A) permet de visualiser les paramètres « simples » i.e. correspondant directement à un signal analysé. En général, ces paramètres sont identiques aux paramètres



définis pour l'ondelette de Klauder (POK) (cf. §II.2.1). L'utilisateur choisit le signal (onde aérienne, réflexion, etc.) et le paramètre ( $B$ ,  $t_0$  etc.) à afficher.

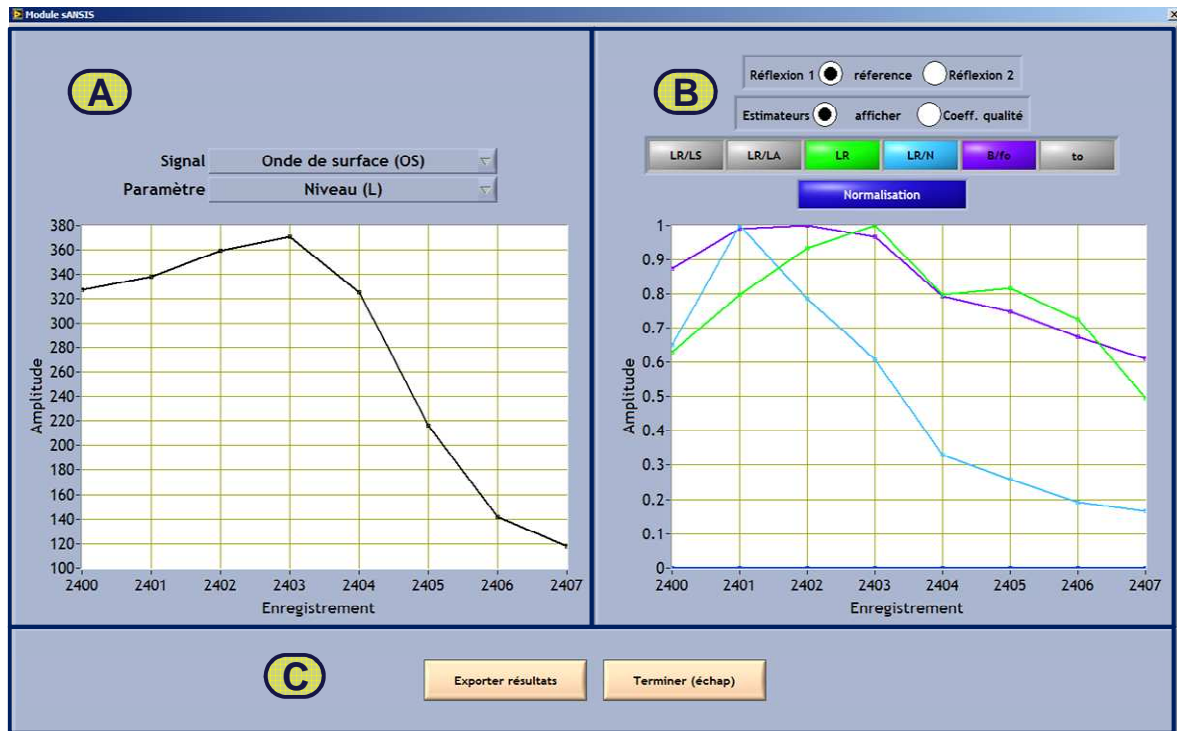


Figure III.34 : Affichage des PRS calculés dans le module « ANSIS ».

Le deuxième graphe (zone B) permet de visualiser les paramètres pour le signal de réflexion. Ces paramètres permettent d'analyser l'enregistrement de manière plus détaillée :

- « LR/LS » : le rapport entre l'énergie du signal réfléchi et l'énergie de l'onde de surface ;
- « LR/LA » : le rapport entre l'énergie du signal réfléchi et l'énergie de l'onde de surface ;
- « LR » : l'énergie du signal réfléchi ;
- « LR/N » : le rapport entre l'énergie du signal réfléchi et l'énergie du bruit (rapport signal/bruit ou SNR) ;
- « B/fo » : le rapport  $B_n$  entre la bande fréquentielle du signal de réflexion et sa fréquence dominante ;
- « to » : la durée du lobe principal du signal ( $t_0$ ).

Tous ces paramètres sont définis de manière à avoir la valeur plus grande pour un signal de meilleure qualité. En utilisant les deux graphes l'utilisateur peut choisir l'enregistrement qui affiche les meilleurs paramètres de point de vue de la fonction cible (e.g. la meilleure résolution ou le bruit cohérent minimal). La séquence utilisé pour obtenir cet enregistrement est alors **la séquence optimale** parmi toutes les séquences testées et peut être alors utilisé pour la réalisation du profil sismique.

Il est à noter, que le module ANSIS n'est pas limité à la comparaison des enregistrements obtenus avec de sources vibratoires. En effet, il est possible d'effectuer une analyse comparative (e.g. pour des sources différentes) sous la condition que la configuration du dispositif d'acquisition (i.e. la position de la source et des géophones, fréquence d'échantillonnage, nombre de voies) soit identique pour tous les sismogrammes analysés.

### III.4.3 Procédure de choix du signal avec « SABAL »

Les programme « SABAL » et ses modules permettent de réaliser appliquer la PGOS pour le choix du signal se source et de réaliser une mesure de la sismique haute résolution. Le tableau suivant présente la méthodologie pour choisir la séquence optimale.

**Tableau III.1 :** *Méthodologie du choix du signal avec le programme SABAL (PGOS).*

ETAPE	ACTION	MODULE	RESULTAT
1	Simulation de la trace sismique $x(t)$ en utilisant le module convolutionnel.	RESOL	Bande fréquentielle approximative $B$ du signal source nécessaire pour satisfaire la fonction cible.
2	Préparation de séquences de test.	GENTEST BF GENTEST PE GENSIG	Bibliothèque de séquences pour l'analyse paramétrique des sismogrammes.
3	Définition de paramètres de travail du SABAL (niveau du signal émis, répertoires de sauvegarde etc.)	SABAL	
3	Définition de paramètres pour la compensation de couplage $C(f)$ .	TRANS	Paramètres pour la compensation automatique du couplage ( $s_{OT}(t)$ , $N$ , etc...)
4	Emission de séquences de test	EMMSWEEP	Fichiers de résultats ( $F(t)$ , $u(t)$ ...) Sismogrammes corrélés $x_c(t)$
5	Analyse d'ondelettes de Klauder enregistrées pour vérifier la bonne qualité du signal émis.	KLAN	
6	Transmission des sismogrammes du sismographe et leur analyse systématique.	ANSIS	La séquence « optimale » permettant $s_{OC}(t)$ / $s_{ON}(t)$ permettant d'atteindre la fonction cible.

L'étape « 1 » devrait être réalisée avant les mesures afin de permettre le dimensionnement de l'acquisition mais il est possible de l'effectuer sur le terrain. Les étapes « 2 » et « 3 » peuvent être réalisées aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire. Les étapes « 4 » à « 7 » sont réalisés sur le terrain. Si à la fin de l'étape « 7 » l'utilisateur constate qu'aucun des signaux test ne permet d'atteindre la fonction cible, il peut reprendre la procédure à partir de l'étape « 2 » en définissant un nouvel jeu de séquences de test qui prendra en compte l'expérience acquise. Une modification de la configuration du système (étapes « 2 » et « 3 ») peut être utile dans un tel cas.

Après avoir choisi la séquence « optimale », l'utilisateur procède à la réalisation du profil sismique. Pour SABAL ceci revient à l'utilisation du module EMMSWEEP en chaque point d'émission. Les opérations réalisées par ce module lors de l'émission sont indiquées dans le Tableau III.2 :

**Tableau III.2 :**      *Acquisition sismique avec le programme SABAL.*

ETAPE	OPERATION	RESULTATS
1	Emission du sweep « stabilisateur ».	Stabilisation de la position de la source
2	Emission du sweep de test $s_{OT}(t)$ et calcul de la fonction de couplage.	Fonction de couplage $C(f)$ et de compensation $C^{-1}(f)$
3	Emission de N signaux constituant la séquence $s_{OC}(t)$ / $s_{ON}(t)$ avec le déclenchement de l'acquisition par sismographe	N jeux de signaux de vibreur ( $s_{oi}(t)$ , $F_i(t)$ , $u_i(t)$ etc...). Un enregistrement sismique corrélé $x_c(t)$ ou non corrélé $x(t)$ ( <i>sismographe</i> )
3	Sauvegarde de résultats Sauvegarde d'enregistrement sismique	Un fichier de résultats SABAL Un fichier SEG ( <i>sismographe</i> ).
4	Passage au point d'émission suivant.	

### III.5 Bilan des travaux

L'objectif de ce volet de la recherche a été d'identifier et de concevoir une solution permettant de réaliser les mesures SHR avec les sources vibratoires intégrant tous les avantages potentiellement offerts par la possibilité de choisir le signal d'émission.

Le système obtenu répond à cet objectif. Il permet d'exploiter pleinement tous les avantages des sources vibratoires. Les solutions de génération du signal permettent l'émission d'un signal  $s_R(t)$  quelconque et les éléments du système ont été choisis non seulement en fonction de leurs performances mais aussi en tenant compte des aspects économiques.

Le système permet à l'opérateur de conduire les tests de la source, de réaliser leur évaluation quantitative, de sélectionner le signal optimal et enfin, réaliser le profil sismique. Son fonctionnement ne dépend pas d'une source vibratoire particulière, il suffit uniquement que celle-ci soit pilotable par un signal électrique et qu'elle offre la possibilité de mesurer le signal de référence  $F(t)$ .

Le programme SABAL et ses modules permettent de piloter une source vibratoire lors des tests à petite échelle aussi bien que pendant les missions SHR « en grand ». L'interface graphique simple permet un accès facile à toutes les fonctionnalités de la PGOS, même dans les conditions de terrain. Ainsi, le choix du signal source permet une prise en compte immédiate des observations effectuées lors de l'acquisition sismique.

Dans le chapitre suivant nous présentons les tests du système « à petite échelle ». Ces tests permettront d'évaluer le fonctionnement de l'ensemble et valider l'utilité de la PGOS.



# CHAPITRE IV

## TESTS DU SYSTEME

*Ce chapitre présente les différentes expérimentations effectuées afin de tester et valider le système de pilotage de sources vibratoires. Nous présentons la méthodologie de test et les vibrateurs sismiques utilisés pour les expérimentations en donnant leurs caractéristiques principales, suivi des tests de fonctionnement de la procédure de génération et optimisation de sweeps (PGOS). Par la suite nous décrivons quelques exemples de l'application de cette procédure pour le choix de signal source dans les conditions d'une campagne de mesures SHR.*

	Introduction.....	152
IV.1	Caractérisation des sources vibratoires.....	167
IV.2	Tests de la PGOS avec la source Vib-PA.....	171
IV.3	Tests avec la source Vib-PP.....	186
IV.4	Conclusions des tests de la PGOS.....	192
IV.5	Choix du signal source à l'aide de la PGOS.....	193
IV.6	Conclusion.....	203



## Introduction

Ce chapitre est dédié à la validation des travaux de recherche et développement réalisés et aux tests de fonctionnement du système dans les conditions réelles. Cette validation peut être scindée en deux parties :

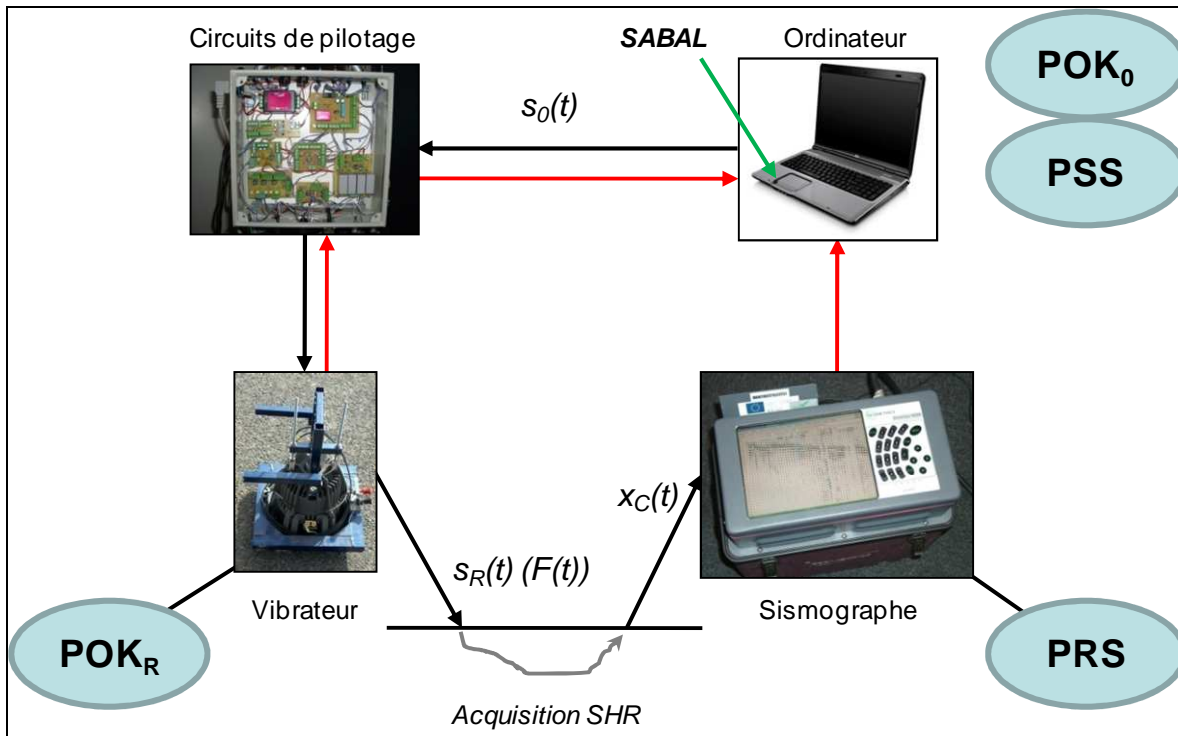
- la vérification du fonctionnement de toutes les étapes de la procédure de génération et optimisation des sweeps (PGOS) ;
- l'application de cette procédure pour la réalisation des expérimentations SHR « en grand » (voir Chapitres V et VI) ayant pour l'objectif la détection des cavités souterraines.

Il est nécessaire de signaler que le système de pilotage des sources vibratoires ainsi que la PGOS implémentée dans le programme « SABAL » ont été présentés dans le chapitre précédent sous leurs formes finales. Cependant, les tests décrits ici, ont été réalisés progressivement depuis le début des travaux, les versions actuelles du système et du programme SABAL découlent des conclusions issues de ces tests. Les expérimentations ne sont pas présentées dans l'ordre chronologique, elles sont classées par thématique. Le dispositif expérimental évoluait au cours des travaux, ainsi la qualité des résultats n'en est que meilleure.

Les tests ont été généralement effectués sur le site universitaire de Villeneuve d'Ascq, mais certains de ces tests ont été effectués lors des campagnes sismiques pour la détection des cavités. Malgré de nombreuses modifications, la configuration du système reste inchangée :

- un générateur de signaux arbitraires contrôlable par l'ordinateur à l'aide du programme SABAL qui permettait de générer les signaux à balayage fréquentiel ;
- un vibreur avec l'amplificateur de puissance permettant l'émission sismique ;
- un sismographe avec l'antenne de géophones.

Le système expérimental est présenté schématiquement sur la Figure IV.1 :



**Figure IV.1 :** Schéma bloc de la configuration du système de test avec l'indication des paramètres enregistrés pour les analyses. Flèches rouges indiquent les données transmises vers l'ordinateur.

Rappelons que le principe de base de la PGOS est le choix du signal source en fonction de la « fonction cible » (objectif) définie en utilisant la connaissance des dépendances entre ce signal  $s_0(t)$ , le signal effectivement émis  $s_R(t)$  (PSS), sa fonction d'autocorrélation (ondelette de Klauder)  $k_R(t)$  ( $POK_R$ ) et l'enregistrement sismique  $x_C(t)$  (PRS). Par conséquent la méthodologie de tous les tests était similaire et consistait à :

- émettre une ou plusieurs séquences de sweeps ;
- mesurer et enregistrer le(s) signal (signaux) de référence  $F(t)$  ( $s_R(t)$ ) correspondants ;
- enregistrer les signaux reçus par les géophones après corrélation avec  $F(t)$ .

A partir de données enregistrées, nous calculons :

- les ondelettes de Klauder idéales  $k_0(t)$  et mesurées  $k_R(t)$  ;
- les paramètres d'ondelette de Klauder  $POK_0$  et  $POK_R$  ;
- les paramètres pour les enregistrements sismiques PRS.

Ensuite, les données ont été analysées en cherchant les relations entre PSS,  $POK_0/POK_R$  et les paramètres de l'enregistrement sismique PRS. Pour certains tests, nous nous limitons uniquement aux analyses des POK, pour des autres uniquement les PRS sont analysés.

En plus des tests du système, quelques exemples d'application de la PGOS pour le choix du signal source (fonction principale) sont présentés.

Bien évidemment, seuls les tests ayant donné des résultats intéressants et pertinents sont décrits.

## IV.1 Caractérisation des sources vibratoires

Les tests présentés dans ce chapitre ont été réalisés avec deux sources vibratoires : Vib-PA et Vib-PP (Chapitre III.3.1). Dans ce qui suit nous allons présenter quelques tests qui mettent en évidence les caractéristiques principales et les différences dans le fonctionnement de ces deux appareils. La connaissance de ces caractéristiques est nécessaire puisqu'elles influent le fonctionnement des sources en relation avec la PGOS.

Les tests préliminaires des sources consistaient à émettre quelques signaux basiques (sweeps linéaires) et d'observer les paramètres des signaux de référence.

Le premier test consistait à piloter les deux sources avec un signal identique : une séquence de 10 sweeps linéaires 30 – 350 Hz. Les signaux de référence  $F(t)$  ont été enregistrés par un géophone implanté à côté de la source (pour les deux vibrateurs). Ensuite, nous avons mesuré les signaux de référence à l'aide d'un microphone pour le Vib-PA et d'un accéléromètre pour la source Vib-PP.

La mesure du signal  $F(t)$  par un microphone a été testée en tant solution alternative à l'utilisation du géophone. En théorie, le microphone fixé à l'intérieur de la chambre de compression de la source Vib-PA devrait permettre de s'affranchir de l'influence de couplage géophone-sol sur le signal de référence. La mesure du signal de référence par accéléromètre reprend le concept de la méthode de la somme pondérée (cf. §III.2.5.1), mais un seul accéléromètre, fixé sur la masse vibrante a été utilisé ; le signal issu de l'accéléromètre fixé sur la plaque de couplage étant négligeable. La correction de couplage  $C(f)$  n'a pas été appliquée pour ces tests.

La Figure IV.2 compare les spectres d'amplitude  $|F(f)|$  obtenus :

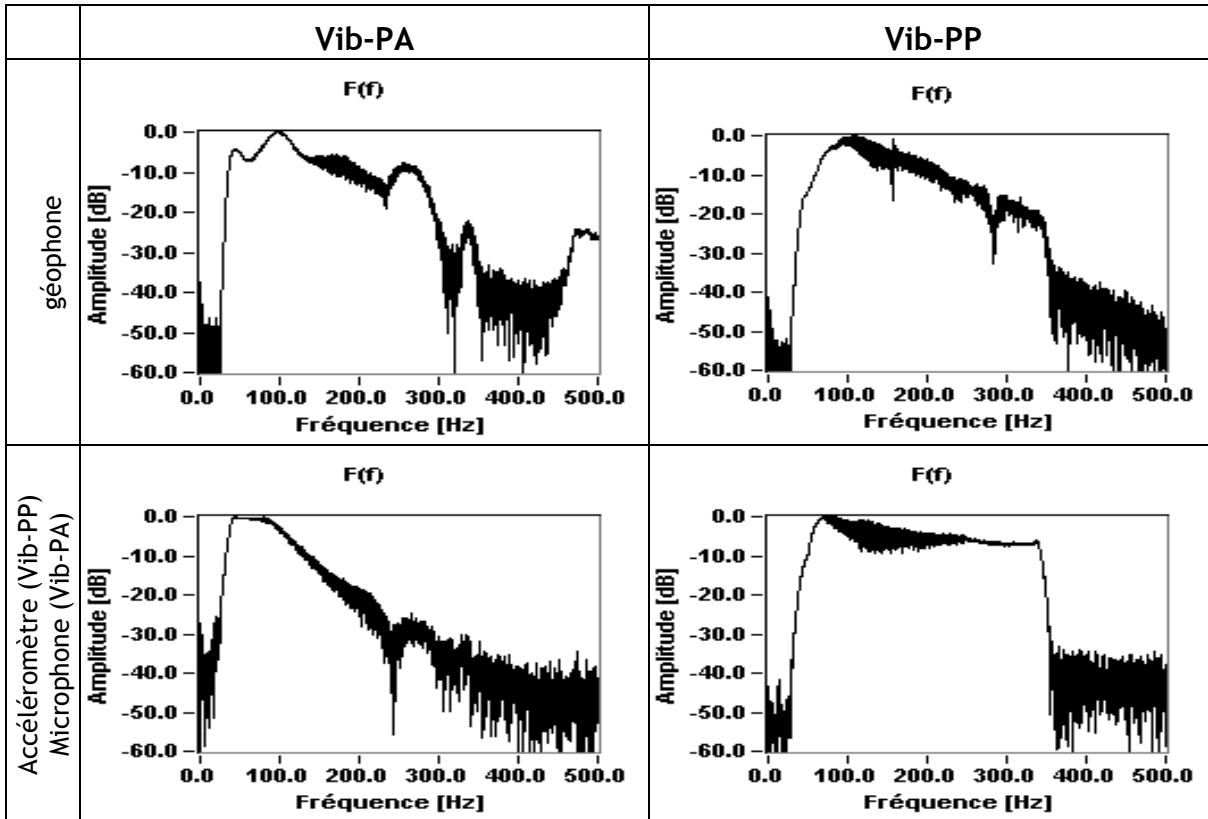
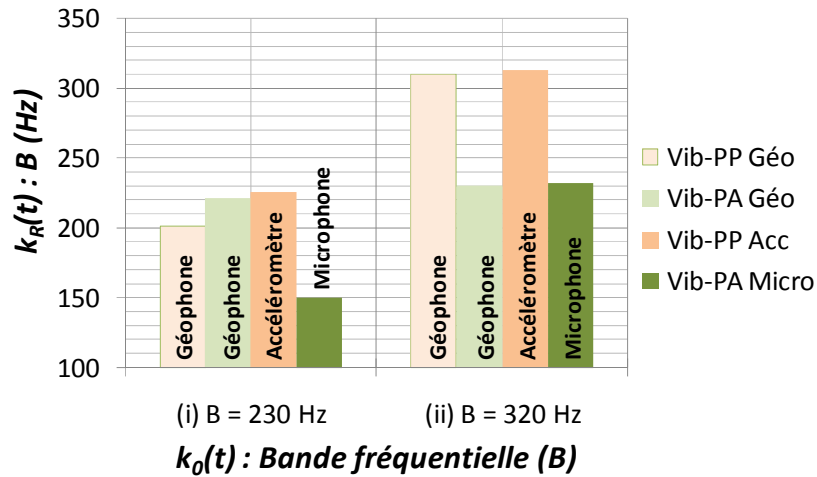


Figure IV.2 : Spectres d'amplitude du signal de référence pour les différentes configurations des sources Vib-PA et Vib-PP. Les spectres sont normalisés.

Nous constatons que, si le signal de référence est mesuré à l'aide du géophone, la différence entre les spectres d'amplitude  $F(f)$  n'est pas très significative. Notons quand même un meilleur fonctionnement de la source Vib-PA pour les fréquences basses (amplitudes plus grandes) et de la source mécanique Vib-PP pour les fréquences élevées (amplitude plus grande et plus régulière). Au contraire, si nous mesurons ce signal avec l'accéléromètre, l'avantage de la source mécanique devient évident (spectre plus régulier et fréquences plus élevées).

Afin de compléter cette comparaison, nous avons vérifié si les sources sont capables de suivre la compensation de leurs caractéristiques fréquentielles (qui comprend le couplage  $C(f)$  et la caractéristique propre à la construction de la source). Sur la Figure IV.3, nous avons comparé la bande fréquentielle  $B$  de l'ondelette de Klauder  $k_R(t)$  : pour deux signaux d'excitation : (i) un sweep linéaire  $30 - 260 \text{ Hz}$  et (ii) un sweep linéaire  $30 - 350 \text{ Hz}$ . La procédure de correction du couplage  $C(f)$  (cf. §III.2.5.2) a été appliquée ce qui devrait résulter en une bande  $B$  proche à celle du signal d'excitation (dans le cas idéal nous attendons  $B_0 = B_R$ ).



**Figure IV.3 :** Bande fréquentielle de l'ondelette de Klauder émise  $k_R(t)$  pour deux signaux d'excitation : sweep linéaire 30 - 260 Hz (à gauche) et 30 - 350 Hz (à droite). Le signal de référence est mesuré par un géophone (« Géo ») ou avec un accéléromètre (« Acc ») ou un microphone.

Nous constatons que :

- pour le signal  $F(t)$  mesuré par géophone et pour l'excitation (i), les deux sources génèrent une ondelette de Klauder similaire. Le signal contenant plus de hautes fréquences (ii) permet d'élargir la bande fréquentielle du signal émis par Vib-PP, en revanche la procédure de compensation n'est pas capable de compenser le signal émis par la source Vib-PA et la bande fréquentielle de l'ondelette de Klauder émise  $k_R(t)$  est plus faible que la valeur souhaitée (80 Hz d'écart !) ;
- pour le signal  $F(t)$  mesuré par accéléromètre, le comportement du Vib-PP est similaire au cas d'utilisation du géophone (notons quand même que la bande fréquentielle obtenue est plus proche de 230 Hz). Pour la source Vib-PA le microphone ne permet pas de mesurer une bande fréquentielle souhaitée ni pour l'excitation (i) ni pour excitation (ii). Pour (i) nous obtenons  $B$  plus faible que celle mesurée avec le géophone.

Ces observations indiquent que le choix du capteur pour la mesure du signal de référence est important non seulement pour cette mesure mais aussi conditionne le fonctionnement de la fonction de compensation.

### IV.1.1 Conclusions

Les tests de sources Vib-PP et Vib-PA ont permis de relever les observations suivantes :

- pour les deux sources, la mesure du signal de référence  $F(t)$  par le géophone n'entraîne pas une dégradation de la forme du signal émis. Ceci signifie, que ce type de capteur peut être utilisé pour l'estimation du signal émis ;
- la source Vib-PA est performante pour l'émission des fréquences moins élevées (au dessous de  $50\text{ Hz}$ ). En revanche, elle est moins efficace dans l'émission des hautes fréquences (au delà de  $180\text{ Hz}$ ) Il est important de noter, que ceci n'implique pas que la source ne soit pas capable d'émettre un signal au delà de cette fréquence ; il faut seulement retenir que le niveau du signal pour ces fréquences est beaucoup plus faible que celui des fréquences basses ;
- la source Vib-PP est généralement plus performante, surtout pour les hautes fréquences. Son signal de référence doit être mesuré à l'aide d'un accéléromètre. En revanche elle est assez inefficace dans l'émission des fréquences faibles (au dessous de  $70\text{ Hz}$  environ) ;
- L'efficacité de la procédure de compensation de couplage est limitée par la caractéristique de la source.



## IV.2 Tests de la PGOS avec la source Vib-PA

### IV.2.1 Tests préliminaires

#### IV.2.1.1 Objectifs et méthodologie

Les tests présentés dans ce paragraphe avaient pour l'objectif l'évaluation du fonctionnement de l'ensemble de la PGOS avec Vib-PA. Ils ont été conduits sur le campus de Villeneuve d'Ascq. La structure géologique y est relativement difficile pour l'imagerie SHR : une épaisse couche d'argile suivie par la couche de craie, nappe aquifère, craie à silex, marnes et calcaire (Figure IV.4).

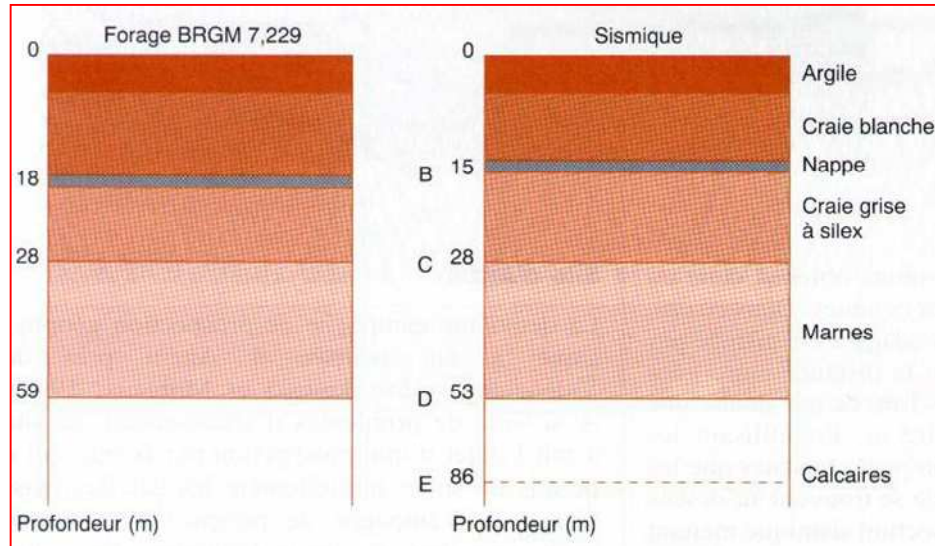


Figure IV.4 : Exemple de la structure géologique du campus universitaire de Villeneuve d'Ascq.

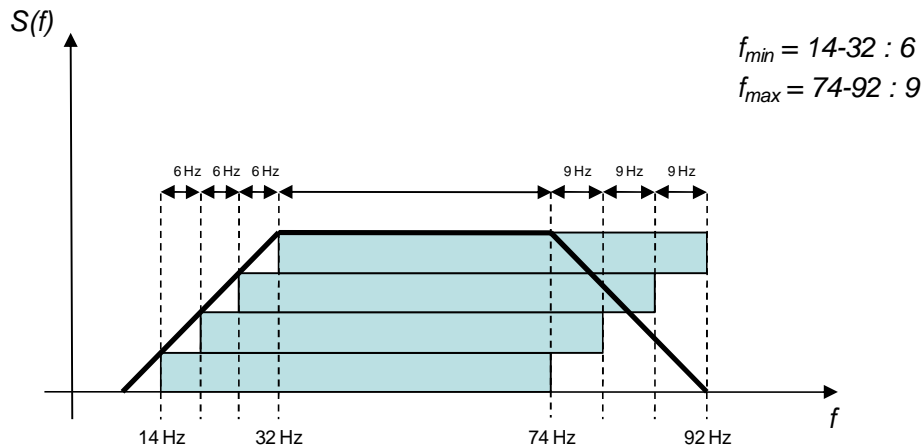
Le signal de référence  $F(t)$  a été mesuré à l'aide d'un géophone implanté à côté de la source et suivant les conclusions du paragraphe précédent. Toutes les émissions ont été enregistrées avec un dispositif d'acquisition constitué de 47 géophones à fréquence propre de 28 Hz espacés de  $\Delta x = 0,5 \text{ m}$  et connectés au sismographe StrataView (fréquence d'échantillonnage  $f_{ech} = 2 \text{ kHz}$ ). La source a été positionnée à côté du premier géophone.

Les tests présentés constituent la première utilisation du système SABAL sur le terrain. Nous avons surtout cherché à vérifier les aspects techniques du fonctionnement du système (fiabilité, linéarité entrée – sortie, puissance etc.). Les séquences de signaux utilisées pour les tests se caractérisent par une diversité des contenus spectraux ainsi que de la méthode d'émission (modulation, correction etc.). Les paramètres des séquences utilisées sont présentés dans le Tableau IV.1. Chaque séquence porte un numéro unique à quatre chiffres et est caractérisée par les paramètres de signaux de source (PSS) suivants :

- **test** : la désignation de la séquence test (numéro à quatre chiffres) ;
- $f_{min} \text{ (Hz)}$ ,  $f_{max} \text{ (Hz)}$ ,  $f_0 \text{ (Hz)}$  : la fréquence minimale, maximale et centrale de la séquence des sweeps ;
- $M$ ,  $T(s)$  : nombre de sweeps dans la séquence et leur durée ;
- **type** : désigne la forme du spectre du signal (i.e. le spectre d'ondelette de Klauder). Nous avons utilisé les spectres Boxcar (« linéaire »), logarithmiques (« log », le niveau du spectre augmente suivant la loi  $A(f) \sim e^{nf}$ ,  $n$  étant une constante) et avec la forme de la fenêtre de Hamming (« Hamming ») ;

- **corr  $I/C(f)$**  : indique si la compensation de la fonction de couplage (cf. §III.2.5.2) a été utilisée lors de l'émission ;
- **mod.** : indique le type de la modulation (d'amplitude – « AM » ou de fréquence – « FM ») utilisée pour la formation du spectre du signal émis. Ce paramètre n'est pas indiqué pour les séquences de sweeps linéaires sans correction de couplage (aucune modulation n'est pas utilisée dans les sens défini dans les paragraphes III.2.2 et III.2.3) ;
- **$A_{max}$  (mV)** : indique l'amplitude du signal généré par le dispositif de génération. Les réglages de l'amplificateur de la source n'étaient pas changés lors des tests, ce paramètre est alors directement proportionnel au niveau du signal émis.

Pour les séquences de type « trapèze » (Combisweep, cf. III.2.4.2) qui comprennent les sweeps à différents  $f_{min}$  et  $f_{max}$ , ces valeurs sont indiquées comme l'illustre la Figure IV.5.



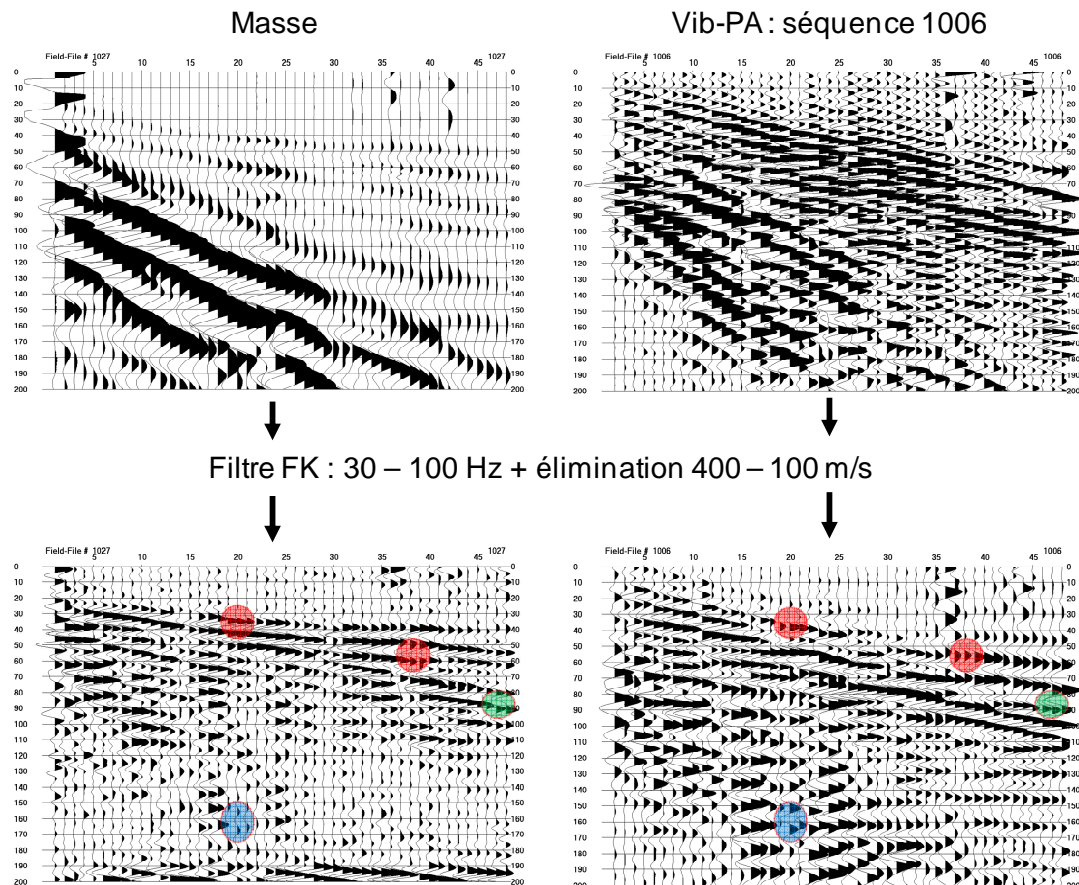
**Figure IV.5 :** Exemple illustrant la méthode de désignation des fréquences  $f_{min}$  et  $f_{max}$  pour les séquences de sweeps différents. Les rectangles symbolisent les spectres des signaux, le trapèze correspond au spectre effectif de la séquence.

Afin de pouvoir comparer les résultats obtenus avec le vibreur acoustique avec une source de référence, les enregistrements 1025 - 1028 ont été réalisés avec la source impulsionnelle (cf. I.5.1.1, un coup de masse de 5 kg).

Tableau IV.1 Séquences de test utilisées.

Test	$f_{min}$ (Hz)	$f_{max}$ (Hz)	$f_0$ (Hz)	$T$ (s)	$M$	type	corr. 1/C(f)	mod.	$A_{max}$ (mV)
1001	20	200	110	4	10	linéaire	non	-	1200
1002	20	200	110	4	10	linéaire	oui	FM	1200
1006	20	200	170	4	10	log	non	FM	1200
1007	20	200	170	4	10	log	non	AM	1200
1008	20	150-330 : 20	130	4	10	linéaire	oui	FM	1200
1009	20-200 : 20	330	205	4	10	linéaire	oui	FM	1200
1010	20	200	110	2-4 : 0,25	9	linéaire	oui	FM	1200
1011	20	200	110	2-4 : 0,25	9	linéaire	oui	FM	1600
1012	20	200	170	4	10	log	oui	FM	1600
1013	20	150-294 : 16	121	4	10	linéaire	oui	FM	1600
1014	20	100-280 : 20	105	4	10	linéaire	oui	FM	1600
1015	20-110 : 10	210-300 : 10	160	4	10	linéaire	oui	FM	1600
1016	20-110 : 10	100-280 : 20	128	4	10	linéaire	oui	FM	1600
1017	20-110 : 10	100-280 : 20	128	4	10	linéaire	oui	FM	1800
1018	20-110 : 10	100-280 : 20	128	4	10	linéaire	non	-	1800
1019	20-110 : 10	100-280 : 20	230	4	10	log	oui	FM	1800
1020	20-110 : 10	100-280 : 20	230	4	10	log	oui	FM	1800
1021	20	100-280 : 20	200	4	10	log	oui	FM	1800
1022	20	250-295 : 5	260	4	10	log	oui	FM	1800
1023	20	250	135	4	10	Hamming	non	FM	1800
1024	20	250	135	4	10	Hamming	oui	FM	1800
1025	-	-		-	1	impulsion	-	-	-
1026	-	-		-	8	impulsion	-	-	-
1027	-	-		-	8	impulsion	-	-	-
1028	-	-		-	1	impulsion	-	-	-

Tous les sismogrammes obtenus ont été filtrés par dans la bande passante 30 - 130 Hz (sismogrammes « BF ») et 100 - 300 Hz (sismogrammes « HF »). Ces deux filtrages différents nous ont permis d'analyser les sismogrammes dans deux bandes fréquentielles. Ensuite, le filtre « FK » été appliqué afin d'éliminer les ondes à vitesses entre 100 et 400 m/s (ondes aériennes et ondes de surface). Un exemple de résultats obtenus est présenté sur la Figure IV.6.



**Figure IV.6 :** Exemple de traitement du signal sismique pour un coup de masse et une émission vibratoire. En haut les sismogrammes bruts, en bas les sismogrammes après l'application du filtrage spatio-temporel (FK). Notons que l'élimination des ondes de surface par filtrage FK permet d'observer les signaux de réflexion. Les signaux analysés sont indiqués par les cercles (rouge : réflexions R1 et R2, bleu : onde de surface OS, vert : onde aérienne OA).

#### IV.2.1.2 Analyse des PRS en fonction des PSS

Les signaux suivants ont été utilisés pour l'analyse :

- **OS** : onde de surface (trace 20, fenêtre d'analyse 150 – 170 ms) ;
- **OA** : onde aérienne (trace 47, fenêtre d'analyse 80 – 90 ms) ;
- **R1** : réflexion de la nappe aquifère (trace 20, fenêtre d'analyse 30 – 40 ms) ;
- **R2** : réflexion craie/marnes (trace 38, fenêtre d'analyse 50 – 65 ms).

Pour chacun de ces signaux, nous calculons trois paramètres (PRS) :

- **L** : niveau (énergie) du signal,
- **Fo** : la fréquence centrale du signal,
- **B** : la bande du signal.

Finalement, chaque sismogramme devrait être décrit quantitativement par 12 paramètres (PRS) :

**LOS, FoOS, BOS, LOA, FoOA, BOA, LR1, FoR1, BR1, LR2, FoR2, BR2**

En pratique, le calcul de tous les paramètres n'était pas possible en raison de la résolution insuffisante de certains sismogrammes. Par conséquent, les résultats présentés par la suite sont réduits aux émissions dont la qualité a été suffisante pour permettre un calcul des paramètres.

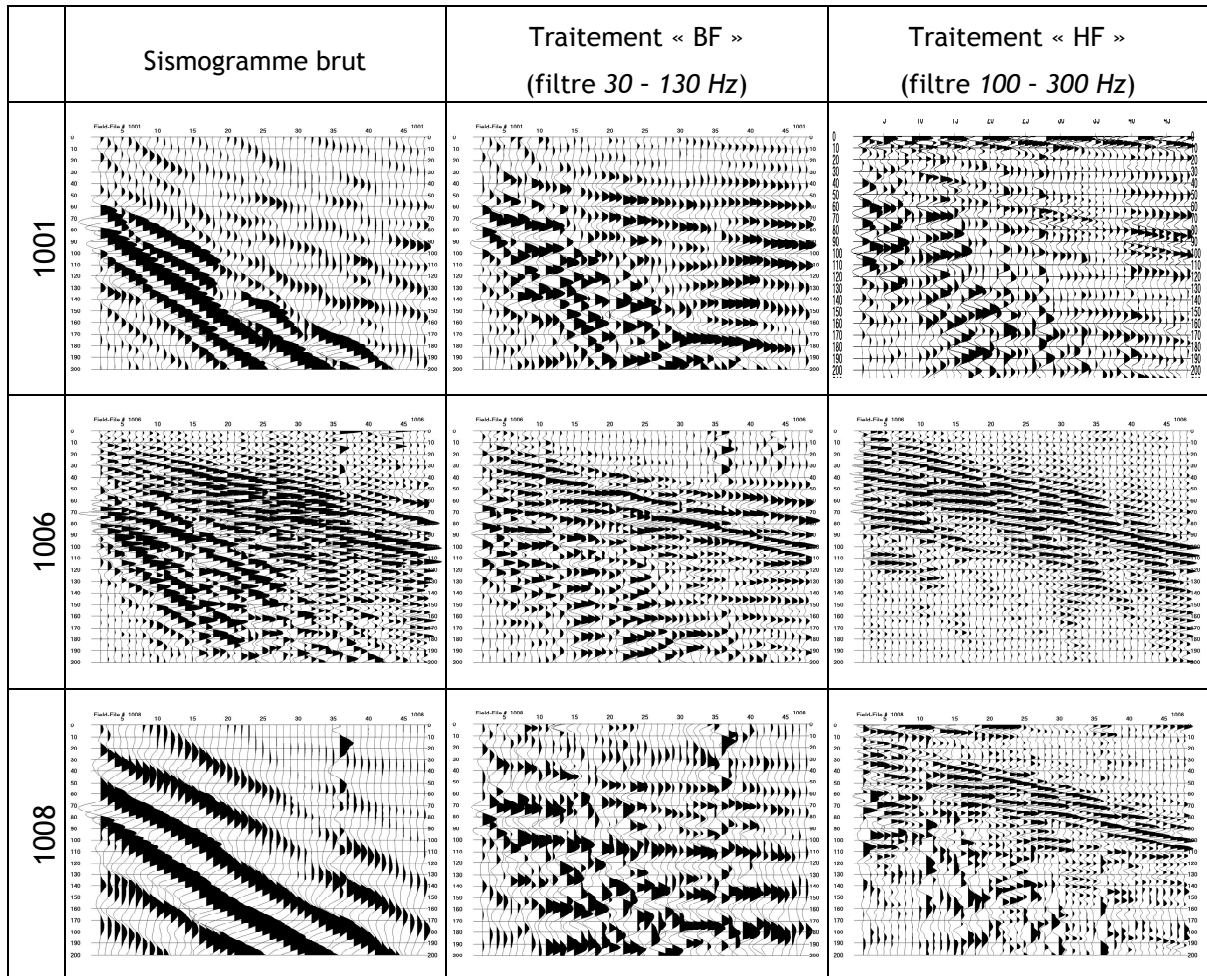
Afin de compléter l'analyse, nous introduisons deux « facteurs de qualité globale » définis comme suit :

$$\begin{aligned} QR1 &= (FoR1 + BR1) \cdot \frac{BR1}{FoR1} \cdot LR1 \\ QR2 &= (FoR2 + BR2) \cdot \frac{BR2}{FoR2} \cdot LR2 \end{aligned} \quad (IV.1)$$

Les paramètres  $QR1$  et  $QR2$  sont alors une simple combinaison de paramètres pouvant servir comme estimateurs de la résolution ( $B$ ,  $f_0$  et  $B_n$ ) et du niveau du signal réfléchi qui permet d'estimer le rapport signal/bruit. L'intérêt de  $QR1$  et  $QR2$  réside dans le fait, qu'on pourra caractériser le sismogramme grâce à un seul paramètre remplaçant la pléthore des PRS.

Bien évidemment, les formules définissant  $QR1$  et  $QR2$  sont définies de manière arbitraire. La formulation de ces paramètres doit refléter les objectifs de mesures (fonction cible). Ici, nous considérons que les plus importants sont les estimateurs de résolution et le niveau du signal émis.

La Figure IV.7 présente certains sismogrammes obtenus pour ces tests. Il est clairement visible, sans aucune analyse, que les signaux enregistrés diffèrent drastiquement en fonction des paramètres du signal source (des PSS).



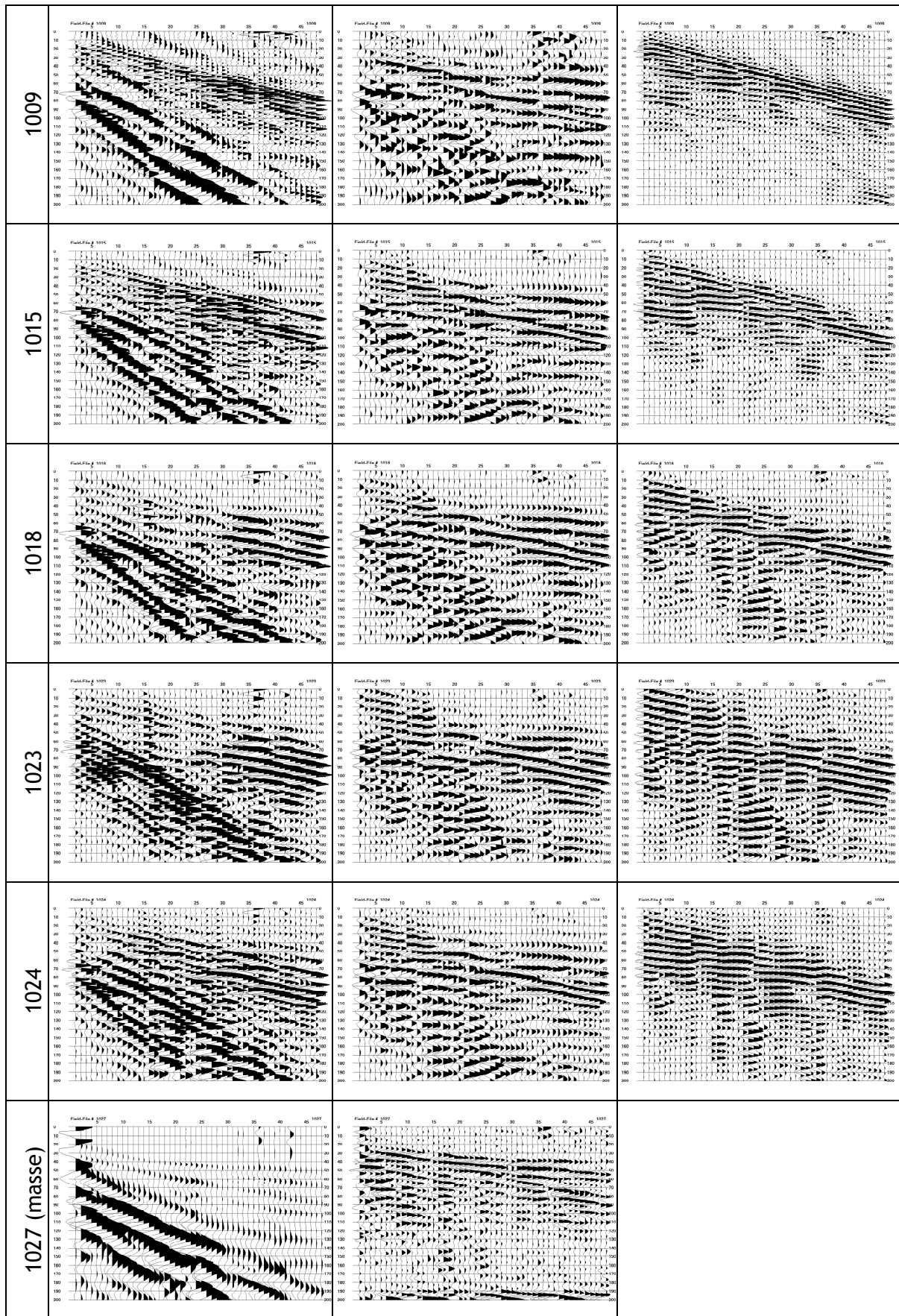


Figure IV.7 : Sélection de sismogrammes enregistrés.



Les paramètres calculés (les PRS) sont présentés sur la Figure IV.8. Conformément à notre remarque précédente, ils ne sont pas calculés pour tous les sismogrammes.



**Figure IV.8 :** (a) : niveaux des réflexions R1 et R2 (normalisés) ; (b) : fréquences centrales des réflexions R1 et R2 ; (c) : coefficients de qualité des signaux de réflexion (normalisés), (d) : niveaux de réflexion R1 par rapport aux niveaux d'onde aérienne LOA et onde de surface LOS (normalisés).

Dans ce qui suit nous allons analyser la dépendance de certains PRS calculés et des signaux de source :

#### Niveau de signaux de réflexion (Figure IV.8.a) :

Pour le filtrage « BF » presque toutes les séquences offrent un niveau des signaux de réflexion comparables à des niveaux obtenus avec la source impulsionnelle (masse). Seules exceptions sont les séquences 1006, 1009 et 1012 dont la forme du spectre logarithmique entraîne la

concentration de l'énergie pour les fréquences hautes. En revanche, pour le cas du filtrage « HF », seule la séquence 1018 (sans correction) est comparable à la masse.

#### Fréquence centrale de signaux de réflexion (Figure IV.8.b) :

Nous avons choisi la fréquence centrale  $f_0$  du signal réfléchi R1 et R2 comme estimateur de la résolution sismique le plus facile à calculer. Nous constatons qu'en général, la masse permet d'obtenir une meilleure résolution que le Vib-PA. Ceci est observé surtout pour le filtrage « BF ».

La fréquence centrale pour R2 reste pratiquement identique pour toutes les séquences (de 60 Hz environ) alors que la fréquence centrale  $f_0$  pour R1 varie en fonction de la fréquence centrale de la séquence des sweeps.

Nous observons l'augmentation du paramètre **FoR1** pour les séquences dont  $f_0$  est plus élevée, mais aucune relation quantitative ne peut pas en être déduite. En effet, la dispersion des PSS utilisés est trop importante pour l'observation systématique d'une telle relation.

#### Coefficient de qualité (Figure IV.8.c) :

En utilisant ces coefficients nous observons que pour le filtrage « HF » seule la séquence 1018 peut être comparée à la masse. L'influence du niveau de réflexion (LR1, LR2) est primordiale sur ces paramètres est.

En revanche, pour le cas « BF » la situation est plus compliquée et donne plusieurs « bonnes séquences ». Le coefficient de qualité pour la réflexion R1 (*QR1*) pour le vibreur est comparable voire meilleur au celui des sismogrammes obtenus avec la masse. La séquence 1015 qui n'offre ni la meilleure résolution ni l'énergie la plus forte semble offrir le meilleur compromis entre ces deux valeurs.

#### Niveau du bruit cohérent (Figure IV.8.d) :

L'analyse de la Figure IV.8.d permet de constater que le rapport niveau de réflexion R1/niveaux d'onde aérienne LOA et d'onde de surface LOS est toujours meilleur pour la masse que pour le vibreur. En plus, nous observons que le vibreur émet plus d'onde aérienne si  $f_0$  de la séquence est élevée et plus d'onde de surface pour  $f_0$  basse.

### **IV.2.1.3 Conclusion intermédiaire**

En comparant les PSS (Tableau IV.1) avec les résultats présentés, il est possible de formuler les premières conclusions :

- en modifiant le signal émis (séquence) il est effectivement possible de modifier les tirs (injection des sweeps). Le choix du signal change le niveau du bruit cohérent, le niveau et les paramètres spectraux du signal enregistré. L'obtention d'une grande portée (niveau du signal réfléchi Figure IV.8.a) et la résolution (Figure IV.8.b) semblent contradictoires et nécessitent un compromis (cf. §II.5.1.1) ;
- le coefficient QR introduit semble utile pour le choix du signal soit optimal. La formulation de ce coefficient prend en compte le « compromis » entre les différents paramètres du sismogramme (résolution et niveau du signal notamment) ;
- la source impulsionnelle (coup de marteau) semble comparable au vibreur d'un point de vue énergétique (un sweep de 4 s correspond à un coup de marteau). Néanmoins, ce constat n'est valable que dans le cas « basse fréquence ». Bien évidemment, ceci est causé par l'inefficacité de la source Vib-PA pour l'émission des hautes fréquences ;

Les observations précitées permettent de confirmer les généralités formulées dans le Chapitre II et Chapitre III. Notons que cette confirmation est plutôt **qualitative** i.e. nous



pouvons prédire qu'une séquence assure un paramètre de l'enregistrement sismique (e.g. la résolution mesurée comme la valeur de  $f_0$ ) mieux qu'une autre séquence, mais nous ne pouvons pas savoir *a priori* la valeur de ce paramètre. Cette observation est à l'origine de l'idée générale de la PGOS : les tests avec de différentes séquences (différents PSS) suivies par l'analyse des enregistrements sismiques (PRS) doivent permettre de choisir une séquence qui procure les meilleurs résultats par rapport à la fonction cible (e.g. la résolution).

La connaissance de la fréquence centrale pour les séquences de test (Tableau IV.1) ne permettrait pas de prédire que seules ces deux séquences satisferont la « fonction cible » définie comme «  $f_0 > 100 \text{ Hz}$  ». Mis à part les problèmes de calcul des PRS pour certaines séquences, nous constatons que pour les séquences 1009 et 1012, la fréquence centrale du signal (PSS)  $f_0$  est identique voire plus élevée que pour les séquences 1006 et 1015, pourtant la fréquence centrale de réflexion R1 (PRS) obtenue est plus faible. En effet, il semble que la caractéristique fréquentielle de la source et les propriétés du terrain ont plus d'influence sur le signal enregistré que le signal source.

A titre d'exemple, supposons que les tests présentés auraient dû conduire au choix d'une séquence pour le vibreur Vib-PA. La fonction cible était définie comme « l'obtention de la réflexion R1 à fréquence centrale  $f_0 > 100 \text{ Hz}$  ». En observant la Figure IV.8.b nous constatons que les séquences 1006 et 1015 permettent de satisfaire cette condition.

Indépendamment, les tests préliminaires présentés dans ce paragraphe ont permis une meilleure compréhension des différents aspects d'utilisation des sources vibratoires. Le savoir acquis a permis de mettre à jour le cahier de charges d'un développement évolutif de la PGOS :

- l'approche consistant à effectuer plusieurs émissions avec les PSS différents et de comparer les PRS résultants semble correct, mais le choix de séquences de test doit être bien pensé. Les tests réalisés ici utilisaient des séquences différentes avec des paramètres différents ( $f_{min}$ ,  $f_{max}$ , forme du spectre, modulation etc.). Il semble que, afin d'obtenir les résultats pertinents, il est nécessaire d'effectuer les tests **systématiques** i.e. choisir les séquences dont un seul paramètre serait variable (e.g. la fréquence minimale du sweep linéaire, fréquence centrale etc.) ;
- les zones d'évaluation des PRS sont très courtes (de l'ordre de  $10 \text{ ms}$ ). En combinaison avec la fréquence d'échantillonnage relativement faible ceci résulte en une analyse de signaux composés de quelques dizaines d'échantillons. Le calcul des PRS est très difficile dans ces conditions. Il serait convenable de pouvoir utiliser une fréquence d'échantillonnage plus élevée (insuffisante ici à cause du sismographe *StrataView*).

## IV.2.2 Tests systématiques

### IV.2.2.1 Objectifs et méthodologie

Ces tests visaient deux objectifs principaux : (i) le contrôle de la fiabilité de la source et du système avant les expérimentations « en grand » ; (ii) les tests de la PGOS en réalisant une recherche du signal optimal dans les conditions d'une acquisition sismique « réelle ».

Les tests ont été effectués sur le campus de Villeneuve d'Ascq, dans les conditions similaires à celles décrites dans le paragraphe précédent. Nous avons choisi d'augmenter l'espacement de géophones  $\Delta x$  ( $0,5\text{ m} \rightarrow 1\text{ m}$ ) afin d'obtenir une meilleure séparation entre onde de surface et réflexions. La source se situait à la même position que le premier géophone (trace 1). Le Tableau IV.2 recense tous les tests effectués :

**Tableau IV.2** Séquences de test utilisées (cf. Tableau IV.1 pour la légende).

Test	$f_{\min}$ (Hz)	$f_{\max}$ (Hz)	$f_0$ (Hz)	T(s)	M	Type	corr. 1/C(f)	mod.	$A_{\max}$ (mV)
2000	20	150-195 : 5	96	4	10	linéaire	oui	FM	1600
2001	20	150-240 : 10	108	4	10	linéaire	oui	FM	1600
2002	20	150-285 : 15	119	4	10	linéaire	oui	FM	1600
2003	20-65 : 5	250	146	4	10	linéaire	oui	FM	1600
2004	20-110 : 10	250	158	4	10	linéaire	oui	FM	1600
2005	20-155 : 15	250	169	4	10	linéaire	oui	FM	1600
2006	20-65 : 5	170-215 : 5	118	4	10	linéaire	oui	FM	1600
2007	20-110 : 10	170-260 : 10	140	4	10	linéaire	oui	FM	1600
2008	20-155 : 15	170-305 : 15	163	4	10	linéaire	oui	FM	1600
2009	20	100	60	4	10	Blackmann	oui	FM	1600
2010	20	150	85	4	10	Blackmann	oui	FM	1600
2011	20	200	110	4	10	Blackmann	oui	FM	1600
2012	20	250	135	4	10	Blackmann	oui	FM	1600
2013	20	300	160	4	10	Blackmann	oui	FM	1600
2014	70	300	185	4	10	Blackmann	oui	FM	1600
2015	120	300	210	4	10	Blackmann	oui	FM	1600
2016	170	300	235	4	10	Blackmann	oui	FM	1600
2017	220	300	260	4	10	Blackmann	oui	FM	1600
2018	20	255	138	4	1	linéaire	non	-	200
2019	20	255	138	4	1	linéaire	non	-	500
2020	20	255	138	4	1	linéaire	non	-	500
2021	20	255	138	4	1	linéaire	non	-	800
2022	20	255	138	4	1	linéaire	non	-	1100
2023	20	255	138	4	1	linéaire	non	-	1400
2024	20	255	138	4	1	linéaire	non	-	1600
2025	20	255	138	4	1	linéaire	non	-	1800
2026	20	255	138	4	4	linéaire	non	-	1800
2028	20-110 : 10	100-280 : 20	128	4	10	linéaire	non	-	1600
2029	20-110 : 10	100-280 : 20	128	4	10	linéaire	oui	FM	1600
2030	20	150-294 : 16	121	4	10	linéaire	oui	FM	1600

On constate que :

- les séquences numérotées 2000 – 2008 de type « trapèze » ont été choisies de manière à évaluer l'influence des différents changements du spectre effectif (pentes) de la séquence sur les paramètres d'enregistrement sismique. Nous avons aussi cherché à confirmer nos observations des tests préliminaires ;

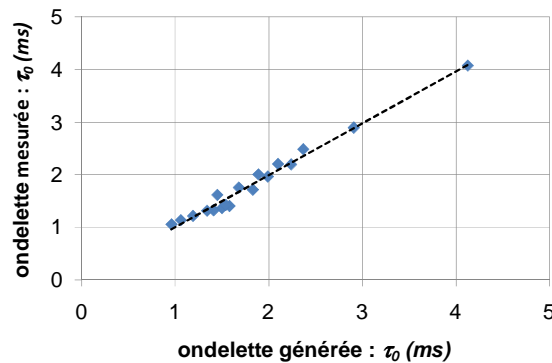
- le groupe 2009 – 2017 représente les séquences de signaux identiques dont le spectre prend la forme d'une cloche (fenêtre de Blackmann) pour des différents supports en fréquence. Les tests avec ces signaux ont permis de vérifier la capacité de l'algorithme « signaux à segments » à émettre un signal à spectre non linéaire ;
- le troisième groupe (2018 – 2026) permettait en principe d'estimer la répétitivité du signal émis en fonction de la tension d'entrée de l'amplificateur de la source. Autrement dit, nous voulions vérifier si les paramètres d'ondelette de Klauder peuvent être considérés indépendants de la puissance de la source ;
- Les tests 2000 – 2017 ont aussi servi pour l'évaluation de la procédure de compensation du couplage. L'efficacité de cette procédure a été évaluée qualitativement lors des tests préliminaires (paragraphe précédent), dans ce qui suit nous présentons les résultats qualitatifs.

#### IV.2.2.2 Analyse des POK en fonction de PSS

##### Correction du couplage de la source $C(f)$

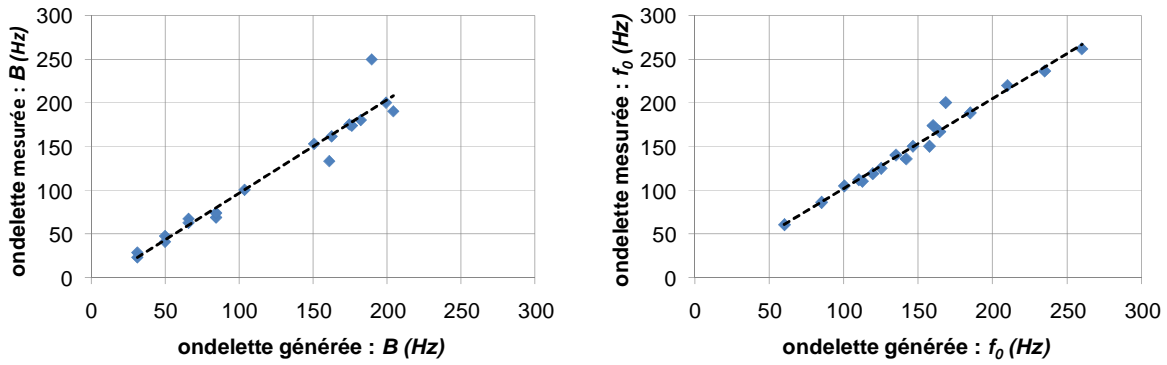
Pour les séquences 2000 – 2017 nous avons calculé les paramètres d'ondelette de Klauder ( $POK_0$ ). La correction du couplage a été appliquée pour chaque émission selon la procédure décrite dans le paragraphe III.2.5.2 (avec le coefficient de sécurité  $N = 10\%$ ). Les signaux compensés ont été générés en utilisant la modulation en fréquence (cf. III.2.3). Les paramètres de l'ondelette de Klauder effectivement émise ( $POK_R$ ) ont été calculés à partir du signal de référence  $F(t)$  mesurée.

La Figure IV.9 présente la comparaison entre la durée du lobe principal  $\tau_0$  (au niveau  $-3\text{ dB}$ ) pour les ondelettes de Klauder idéales (« théorie ») et réelles (« mesurée ») :



**Figure IV.9 :** Durée du lobe principal  $\tau_0$  d'ondelette de Klauder mesurée  $k_R(t)$  en fonction de ce paramètre pour ondelette idéale  $k_0(t)$  pour les tests 2000-2017 (avec la correction du couplage).

Nous observons une bonne cohérence entre que les paramètres théoriques et mesures. Cette observation est confirmée par la comparaison des deux autres POK : bande fréquentielle  $B$  et fréquence centrale  $f_0$  présentée sur la Figure IV.10 :

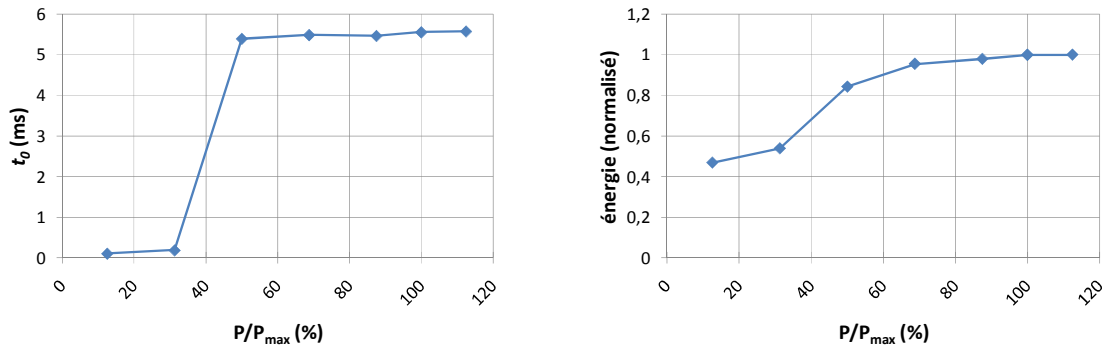


**Figure IV.10 :** Comparaison de la bande fréquentielle  $B$  (à gauche) et fréquence centrale  $f_0$  du signal émis théoriques et obtenues dans les tests 2000 - 2017.

Les résultats prouvent que la procédure de compensation permet d'éliminer l'influence du couplage source-sol sur l'ondelette de Klauder émise pour une large gamme de signaux.

#### Test de la linéarité de la source

Les tests 2018 – 2026 consistaient à émettre une séquence de signaux identique, en changeant uniquement le niveau du signal générée i.e. la puissance émise par le vibreur. La Figure IV.11 présente la durée d'ondelette de Klauder ( $\tau_0$ ) et énergie émise en fonction de la puissance d'amplificateur. La puissance  $P_{max} = 700\text{ W}$ , selon les indications du fabricant.



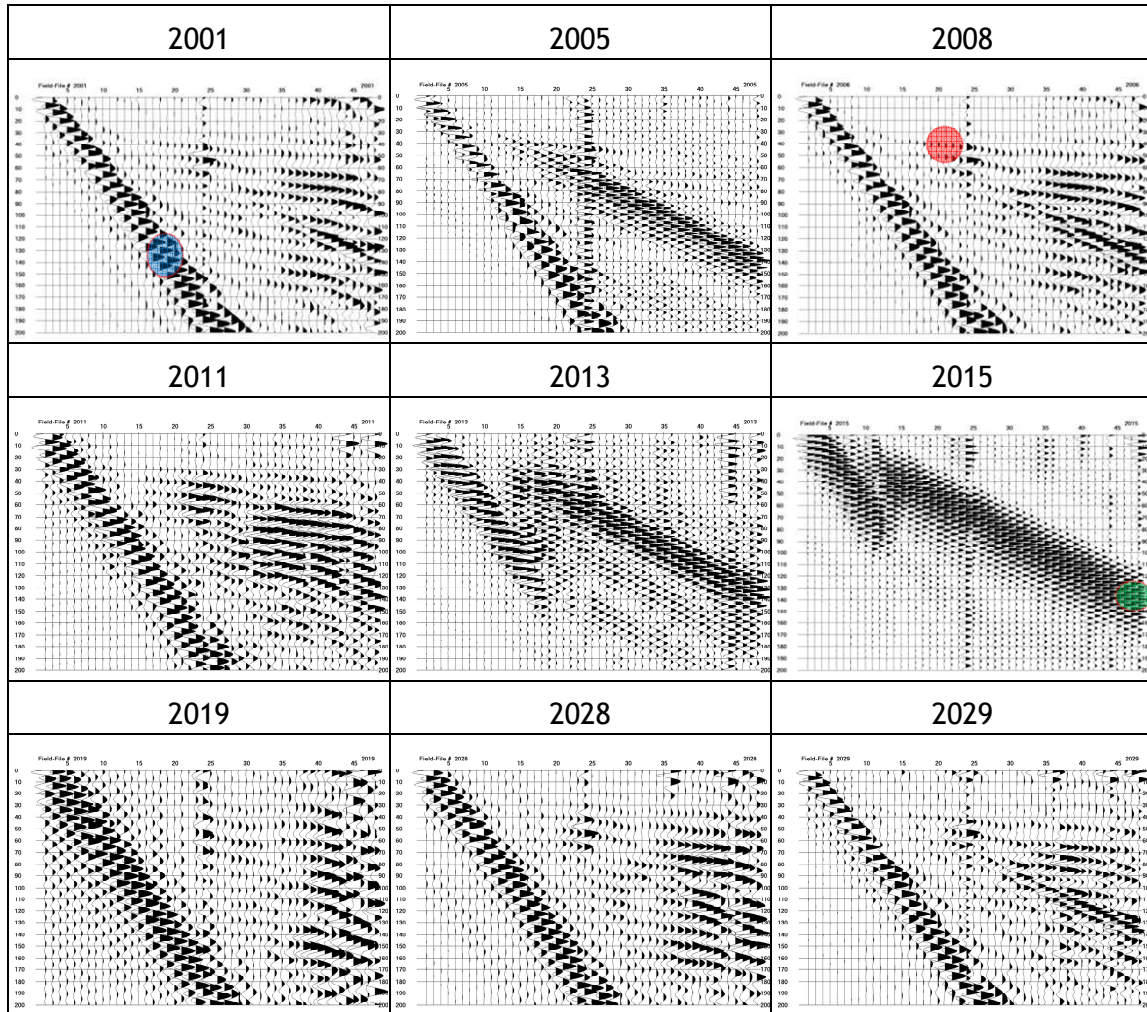
**Figure IV.11 :** La durée de l'ondelette de Klauder mesurée (à gauche) et son niveau maximal (droite) en fonction de la puissance de l'amplificateur du haut parleur.

Nous constatons que la durée  $\tau_0$  de l'ondelette reste constante pour une puissance supérieure à 25% de la puissance maximale de la source. La chute de ce paramètre pour les puissances inférieures, est liée à un faible rapport signal/bruit du signal de référence  $F(t)$  (le bruit électronique est constant pendant que la puissance de la source diminue). Après le dépassement d'un seuil (80 - 100%), les  $POK_R$  restent indépendants de la puissance de la source.

La dépendance du niveau de l'ondelette de Klauder par rapport à la puissance s'avère linéaire pour  $30\% < P/P_{max} < 100\%$ . Pour une puissance dépassant la puissance maximale le niveau d'ondelette de Klauder émise n'augmente plus (saturation de la source) et pour les puissances basses la valeur de l'autocorrélation du bruit est élevée.

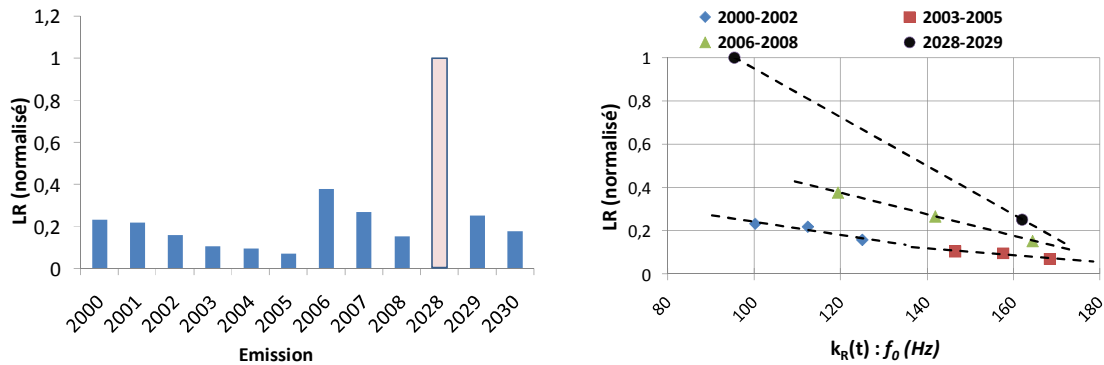
#### IV.2.2.3 Analyse des dépendances (PSS – POK) – PRS.

L'analyse de ces dépendances a été menée de la même manière que celle réalisées pour les tests du paragraphe précédent. Nous avons abandonné le filtrage FK, les signaux ont été uniquement filtrés par un filtre passe-bande 70 – 200 Hz). Seuls les signaux de réflexion (R correspondant à R1 du paragraphe précédent), d'onde aérienne (OA) et d'onde de surface (OS) ont été analysés. Nous nous sommes concentrés uniquement sur les séquences 2000-2008 et 2028-2029 qui ont été choisies de manière à avoir un seul PSS variable. Une sélection de sismogrammes obtenus est présentée sur la Figure IV.12.



**Figure IV.12 :** Exemples de sismogrammes obtenus après le filtrage. Les signaux analysés sont indiqués par les cercles (rouge : réflexion R, bleu : onde de surface OS, vert : onde aérienne OA).

Dans ce qui suit nous allons présenter l'analyse de certains PRS en commençant par le niveau du signal de réflexion LR (Figure IV.13) :



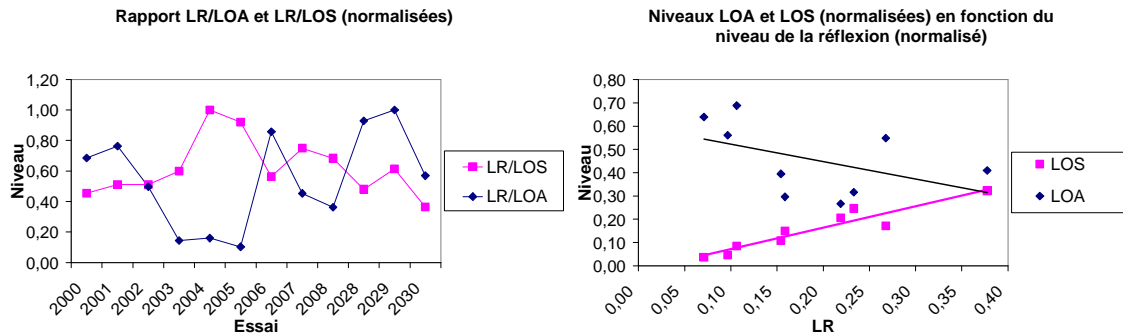
**Figure IV.13 :** (à gauche) : Niveau du signal de réflexion R (normalisé) pour les séquences 2000 - 2008 et 2028 - 2030. Le sismogramme signalé par la couleur différente a été obtenu de l'émission sans correction de couplage ; (à droite) : LR en fonction de la fréquence centrale des séquences séparément pour quatre groupes de séquences.

La valeur du niveau du signal de réflexion (LR) est conforme à ce que l'on pourrait s'attendre. La séquence 2028 (sans correction) fournit un signal de réflexion le plus fort, et nous observons une corrélation entre la fréquence centrale de l'ondelette de Klauder ainsi que le niveau du signal de réflexion :

- les séquences 2003 – 2005 se caractérisent par LR le plus faible. Ces séquences correspondent à la pondération des fréquences basses (cf. II.4.5), moins atténuées, la perte globale d'énergie due à l'atténuation est la plus significative ;
- les séquences 2000 – 2002 correspondent à la pondération des fréquences hautes (cf. II.4.4), l'influence de l'atténuation est moins importante ;
- le cas de séquences 2006 – 2008 est le plus intéressant. En effet, les séquences de type « trapèze » (Combisweep) constituent une combinaison de la pondération des fréquences basses et hautes ; nous pourrions s'attendre à observer les niveaux du signal de réflexion situés entre ceux observés pour les séquences 2000 – 2002 et 2003 – 2005. Cependant, le niveau de réflexion est le plus élevé pour ces séquences.

L'explication de cette observation est possible sur la base des observations de tests précédents. En effet, l'efficacité de la source (plus généralement de toute chaîne d'acquisition) pour les fréquences basses i.e. au dessous de  $40 \text{ Hz}$  environ, n'est pas optimale. D'un point de vue de l'énergie du signal émis, les séquences 2006 – 2008 semblent utiliser la source de manière optimale, en évitant l'atténuation trop importante des hautes fréquences et la perte d'énergie pour les fréquences basses.

Nous nous sommes ensuite intéressés au niveau du bruit cohérent (onde aérienne et onde de surface) par rapport au signal de réflexion R i.e. **LR/LOA** et **LR/LOS**. Les résultats sont présentés sur la Figure IV.14 :



**Figure IV.14 :** (à gauche) : Niveaux de réflexion (LR) par rapport aux niveaux des ondes aériennes (LOA) et de surface (LOS). Les valeurs sont normalisées ; (à droite) : niveaux LOA et (LOS) en fonction du niveau du signal de réflexion LR.

Nous observons une tendance claire : la diminution de l'onde de surface implique l'augmentation de l'onde aérienne et *vice versa*. En comparant les résultats avec les PSS (Tableau IV.2) nous constatons aussi que le vibreur émet plus d'ondes de surface lorsque la fréquence centrale diminue et plus d'onde aérienne si la fréquence centrale augmente.

De plus, en comparant le niveau du bruit cohérent (LOA, LOS) et du signal de réflexion (LR) nous identifions une dépendance quasi linéaire entre le niveau de l'onde de surface et du signal de réflexion.

#### IV.2.2.4 Conclusions intermédiaires

Les conclusions issues des tests présentés peuvent être résumées comme suit :

- la procédure de correction de couplage  $C(f)$  permet d'assurer que l'ondelette de Klauder émise est presque identique à l'ondelette voulue. Autrement dit, le système est capable d'assurer  $POK_0 = POK_R$ . La compensation est efficace uniquement si la puissance de la source est suffisante pour obtenir le niveau du signal  $F(t)$  sismique correct ;
- nous avons démontré que l'existence d'un sweep « optimal » est déterminée par les paramètres de la source, le couplage et les paramètres du terrain (structure géologique). Ceci justifie directement l'intérêt de ce travail ;
- la dépendance observée entre le niveau des ondes de surface (OS) et le niveau du signal de réflexion est importante puisqu'elle indique la possibilité d'estimer le niveau du signal de réflexion (souvent difficilement identifiable sur les sismogrammes) sur la base du niveau de l'onde de surface (toujours présente sur les sismogrammes). En revanche, une relation claire entre le niveau de l'onde aérienne et les réflexions n'est pas observée.



### IV.3 Tests avec la source Vib-PP

#### IV.3.1 Objectifs et méthodologie

Les tests de la source Vib-PP avaient les mêmes objectifs que les tests conduits avec la source Vib-PA décrits dans le paragraphe précédent. En revanche, ils ont été effectués avec un système de pilotage de la source (matériel + logiciel) largement amélioré par rapport aux tests du Vib-PA. L'amélioration principale concernait le module d'analyse « ANSIS » qui était désormais capable de fournir rapidement des résultats fiables. De plus, le retour d'expérience des tests avec le Vib-PA a permis un choix de séquences de test plus adéquat.

Les tests ont été effectués sur le campus de Villeneuve d'Ascq avec la configuration d'acquisition habituelle. Le dispositif d'acquisition était constitué de 47 géophones espacés de 0,5 m connectés au sismographe StrataVisor. Ce dernier a permis l'utilisation d'une fréquence d'échantillonnage plus élevée (4 kHz) et la durée d'acquisition plus longue (jusqu'à 8 s). Ce sismographe permet aussi un traitement plus rapide des données (corrélation croisée) ce qui nous a permis de réaliser un nombre de tests plus important (150 émissions environ). Par conséquent, les tests présentés ne constituent pas une simple répétition du travail effectué avec la source Vib-PA mais ils visent l'acquisition de nouvelles informations.

L'analyse des résultats a été principalement focalisée sur le fonctionnement du système et les caractéristiques du signal émis (i.e. correction du couplage  $C(t)$ ).

#### IV.3.2 Analyse des POK

##### IV.3.2.1 Correction du couplage $C(f)$

Le premier jeu de séquences de test est composé de 40 séquences ; chacune comportant 10 sweeps linéaires identiques. Ces séquences sont classées en 4 groupes :

- (i) « Test A-corr » : la fréquence minimale des sweeps est fixée à 20 Hz, la fréquence maximale varie entre 200 et 350 Hz. Les séquences consécutives se caractérisent alors par la bande fréquentielle  $B$  et la fréquence dominante qui augmentent. La compensation du couplage  $C(t)$  a été appliquée lors des émissions ;
- (ii) « Test B-corr » : la fréquence minimale augmente de 30 à 250 Hz et la fréquence maximale diminue en même temps de 250 Hz à 190 Hz. Les séquences consécutives se caractérisent alors par la fréquence centrale fixée ( $f_0 = 140$  Hz) et la bande fréquentielle  $B$  qui diminue. La compensation du couplage  $C(t)$  a été appliquée lors des émissions ;
- (iii) « Test B-sans » : les séquences émises sont identiques que pour le jeu (ii) mais la correction du couplage  $C(f)$  n'a pas été appliquée lors de l'émission ;
- (iv) « Test B-corr-AM » : les séquences émises sont identiques que pour le jeu (ii) mais la correction du couplage  $C(f)$  a été appliquée en utilisant la modulation de l'amplitude (AM, cf. § III.2.2) au lieu de la méthode de modulation de fréquence (FM) habituellement utilisée dans notre système.

Les séquences ainsi choisies ont permis d'évaluer la qualité du signal émis en fonction de la bande fréquentielle du signal source. De plus, nous avons pu estimer simultanément l'efficacité de la procédure de la correction du couplage  $C(f)$  et comparer la méthode de génération du signal par modulation d'amplitude (AM) et de la fréquence (FM).

Les paramètres détaillés des séquences de test sont recensés dans le Tableau IV.3 :



Tableau IV.3 Séquences de test utilisées (cf. Tableau IV.1 pour la légende).

Test		$f_{min}$ (Hz)	$f_{max}$ (Hz)	$f_0$ (Hz)	$T(s)$	$M$	type	corr. 1/C(f)	mod.
Test A-corr	1013	20	200	110	4	10	linéaire	Oui	FM
	1014	20	217	118	4	10	linéaire	Oui	FM
	1015	20	233	127	4	10	linéaire	Oui	FM
	1016	20	250	135	4	10	linéaire	Oui	FM
	1017	20	267	143	4	10	linéaire	Oui	FM
	1018	20	284	152	4	10	linéaire	Oui	FM
	1019	20	300	160	4	10	linéaire	Oui	FM
	1020	20	317	168	4	10	linéaire	Oui	FM
	1021	20	334	177	4	10	linéaire	Oui	FM
	1022	20	350	185	4	10	linéaire	Oui	FM
Test B-cor	1023	30	250	140	4	10	linéaire	Oui	FM
	1024	37	243	140	4	10	linéaire	Oui	FM
	1025	43	237	140	4	10	linéaire	Oui	FM
	1026	50	230	140	4	10	linéaire	Oui	FM
	1027	57	223	140	4	10	linéaire	Oui	FM
	1028	64	217	140	4	10	linéaire	Oui	FM
	1029	70	210	140	4	10	linéaire	Oui	FM
	1030	77	203	140	4	10	linéaire	Oui	FM
	1031	84	196	140	4	10	linéaire	Oui	FM
	1032	90	190	140	4	10	linéaire	Oui	FM
Test B-sans	1043	30	250	140	4	10	linéaire	non	-
	1044	37	243	140	4	10	linéaire	non	-
	1045	43	237	140	4	10	linéaire	non	-
	1046	50	230	140	4	10	linéaire	non	-
	1047	57	223	140	4	10	linéaire	non	-
	1048	64	217	140	4	10	linéaire	non	-
	1049	70	210	140	4	10	linéaire	non	-
	1050	77	203	140	4	10	linéaire	non	-
	1051	84	196	140	4	10	linéaire	non	-
	1052	90	190	140	4	10	linéaire	non	-
Test B-corr-AM	1053	30	250	140	4	10	linéaire	oui	AM
	1054	37	243	140	4	10	linéaire	oui	AM
	1055	43	237	140	4	10	linéaire	oui	AM
	1056	50	230	140	4	10	linéaire	oui	AM
	1057	57	223	140	4	10	linéaire	oui	AM
	1058	64	217	140	4	10	linéaire	oui	AM
	1059	70	210	140	4	10	linéaire	oui	AM
	1060	77	203	140	4	10	linéaire	oui	AM
	1061	84	196	140	4	10	linéaire	oui	AM
	1062	90	190	140	4	10	linéaire	oui	AM

La fonction de compensation du couplage  $C(f)$  a été calculée avec un coefficient de sécurité  $N = 20\%$ .

La Figure IV.15 présente la comparaison entre les fréquences centrales  $f_0$  et bandes fréquentielles  $B$  pour deux groupes de séquences (« Test A-corr » et « Test B-corr ») pour l'ondelette de Klauder émise ( $k_R(t)$ ) et idéale ( $k_0(t)$ ) :

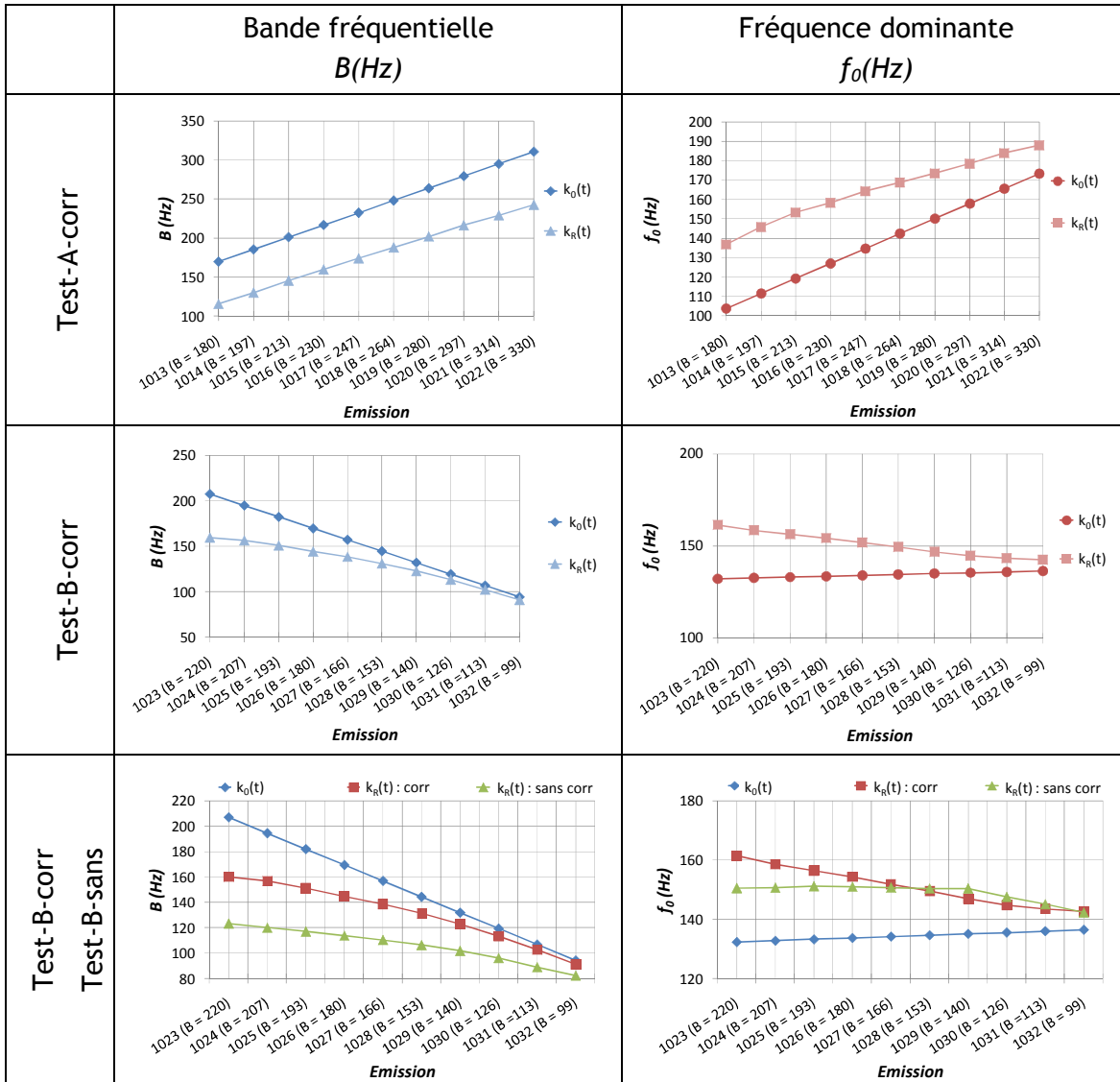


Figure IV.15 : Bande fréquentielle  $B$  et fréquence centrale  $f_0$  pour les ondelettes idéales  $k_0(t)$  et ondelettes émises  $k_R(t)$  pour les séries « Test-A-corr », « Test-b-corr » et « Test-B-sans ».

#### Série « Test-A-corr » :

La bande fréquentielle de l'ondelette « voulue » est augmentée par l'augmentation de sa fréquence maximale  $f_{max}$ . L'écart entre les deux valeurs de  $B$  reste quasi constant. Ceci signifie, qu'une partie de la bande passante ne peut pas être corrigée par la procédure de compensation. Ceci confirme l'observation du Chapitre IV.1 : la source Vib-PP est très inefficace pour l'émission de basses fréquences.

L'écart entre la fréquence centrale de l'ondelette « voulue » et mesuré diminue en fonction d'augmentation de la bande passante. Ceci est logique, l'influence de la partie du spectre « non compensé » diminue avec l'élargissement de celui-ci.

#### Série « Test-A-corr » :

Dans cette série de signaux de test, la bande fréquentielle de l'ondelette  $k_0(t)$  est diminuée par l'augmentation de  $f_{min}$  et diminution de  $f_{max}$ . Nous constatons, que l'écart diminue en fonction de  $B$ , ce qui est dû à l'exclusion des fréquences mal générés du spectre émis. La tendance similaire est observée pour la fréquence centrale mesurée pour  $k_R(t)$ .

### Série « Test-B-corr et Test-B-sans corr » :

L'analyse des paramètres mesurés pour l'ondelette émise  $k_R(t)$  pour les deux premières séries conduit naturellement à la question : la procédure de compensation apporte-t-elle un gain réel pour les paramètres du signal émis par la source Vib-PP ?

La réponse peut être donnée après l'analyse de la troisième série de test. Ici, nous comparons les résultats obtenus avec ou sans l'application de la procédure de compensation. Il est bien visible que, même s'il n'est pas possible de compenser totalement la bande fréquentielle du signal émis, l'application de la compensation permet de réduire l'écart entre ce paramètre pour  $k_O(t)$  et  $k_R(t)$ .

En revanche, pour la fréquence centrale  $f_0$ , le bénéfice est moins visible.

#### IV.3.2.2 Energie du signal émis

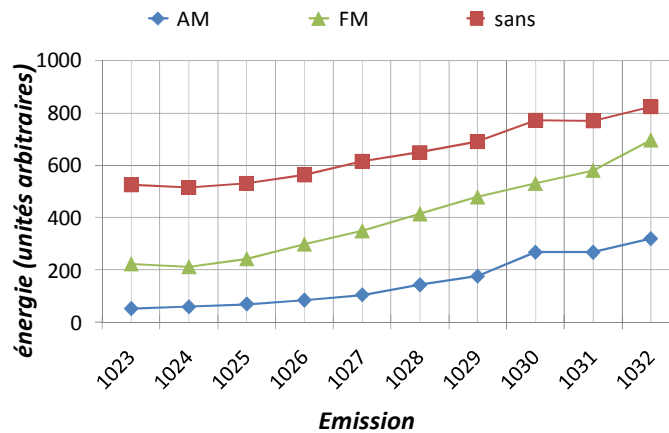
Dans ce paragraphe, nous analysons l'impact de la méthode de génération du signal source sur l'énergie émise par la source vibratoire. Rappelons la formule :

$$k(t) = \int_{-T}^T s(\tau) \cdot s(\tau + t) d\tau \Rightarrow k(0) = \int_{-T}^T s^2(\tau) d\tau = E_s \quad (\text{IV.2})$$

L'énergie du signal émis correspond alors au niveau (amplitude) de l'ondelette de Klauder.

#### Influence de la correction de couplage :

Nous avons déjà indiqué que la perte d'énergie liée à la correction ce couplage  $C(t)$  peut être considérable (cf. §III.2.5.2). La Figure IV.16 présente la comparaison de l'énergie émise ( $k_R(0)$ ) pour les séries « avec » et « sans » correction. De plus, nous incluons dans les résultats les valeurs mesurées pour l'émission avec la correction mais utilisant la modulation de l'amplitude pour la génération des signaux.

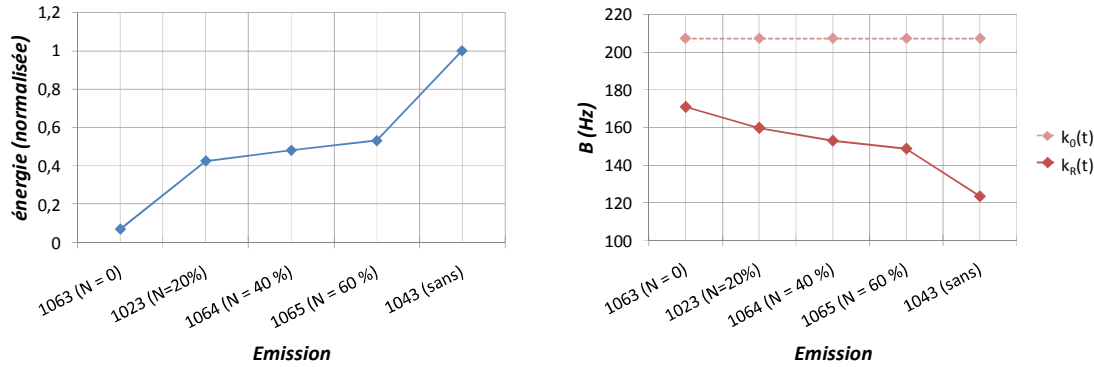


**Figure IV.16 :** Valeur maximale de l'ondelette de Klauder émise  $k_R(t)$  pour les séquences de la série 1023-1032 avec différents types de la compensation du couplage  $C(f)$  : modulation de l'amplitude (**AM**), modulation de la fréquence (**FM**) et sans compensation (**sans**).

Pour la modulation de la fréquence (FM) la perte d'énergie ne dépasse jamais 50% par rapport à l'émission sans compensation. En revanche, elle est plus importante dans le cas de la modulation de l'amplitude (AM). Ceci démontre l'intérêt d'utilisation de la modulation de la fréquence pour la génération de signaux de source.

### Influence du coefficient de sécurité $N$ :

L'analyse de l'influence du coefficient de sécurité  $N$  utilisé pour la procédure de compensation du couplage est présentée sur la Figure IV.17. Une séquence de 10 sweeps linéaires (30 - 250 Hz, 4 s) a été émise pour les différentes valeurs du coefficient  $N$  : 0% (séquence **1063**), 20% (**1023**) 40% (**1064**) et 60% (**1065**). Les résultats pour l'émission **1043** (séquence identique mais émission sans couplage) sont inclus pour la comparaison.



**Figure IV.17 :** (à gauche) : Energies du signal émis en fonction du coefficient  $N$ , normalisées par rapport à la valeur maximale) ; (à droite) : Bandes fréquentielles  $B$  pour les ondelettes  $k_0(t)$  et  $k_R(t)$ .

Nous observons que la procédure de correction du couplage entraîne une perte d'énergie, même dans le cas des coefficients de sécurité élevés. Sans application de ce coefficient (1063) elle est catastrophique, pour les autres nous constatons une perte de 50% environ. Ceci montre que la perte d'énergie due à la compensation n'est pas une fonction linéaire du coefficient de couplage.

L'application de la procédure de correction avec  $N = 0$  n'assure pas d'égalité  $POK_0 \leftrightarrow POK_R$ . L'émission 1063 permet d'obtenir la bande fréquentielle  $B$  plus proche à la valeur souhaité, mais la perte d'énergie occasionnée est inacceptable. Ceci signifie que la caractéristique de couplage n'est pas linéaire. En revanche, les émissions 1023, 1064 et 1065 permettent d'obtenir  $B$  plus proche à la valeur souhaité que l'émission 1043 (sans correction).

#### IV.3.2.3 Durée du signal émis

Comme mentionné précédemment, le sismographe StrataView permet d'utiliser les signaux de source plus longs que 4 s (utilisés pour la source Vib-PA). Rappelons que la durée  $T$  d'un sweep à amplitude constante détermine directement son énergie :

$$E_s = \frac{1}{b} \cdot \int_0^B A_{\max}^2 df = \frac{1}{b} \cdot B \cdot A_{\max} = \frac{T}{B} \cdot B \cdot A_{\max} = T \cdot A_{\max} \quad (IV.3)$$

où  $B$  désigne la bande fréquentielle du signal et  $A_{\max}$  son amplitude.

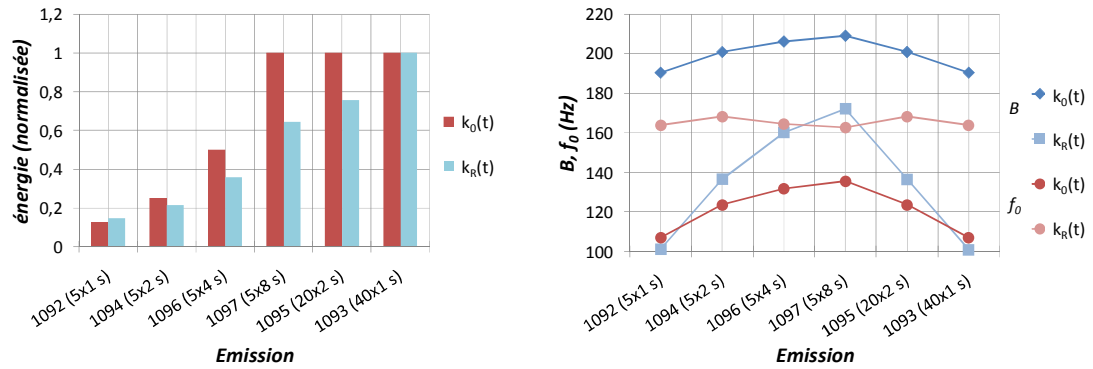
Si nous utilisons la procédure de sommation des traces enregistrés après corrélation, l'ondelette émise effective est la somme de toutes les ondelettes. Par conséquent l'énergie totale émise  $E_s$  est égale à la somme d'énergies  $E_{S_n}$  de tous les sweeps. D'autre part, les énergies  $E_{S_n}$  dépendent de la durée des signaux  $s_n(t)$ . L'énergie totale peut alors être augmentée (i) par l'augmentation du nombre de signaux dans la séquence ou (ii) par l'augmentation de la durée de ces signaux. A titre d'exemple, un sweep de 4 s devrait être équivalent à 4 sweeps de 1 s.

Afin de vérifier ceci en pratique, nous avons effectué quelques émissions avec les séquences de sweeps identiques mais qui diffèrent uniquement dans la durée et le nombre. Ces séquences sont présentées dans le Tableau IV.4 :

**Tableau IV.4** Séquences de test utilisées (cf. Tableau IV.1 pour la légende).

test		$f_{min}$ (Hz)	$f_{max}$ (Hz)	$f_0$ (Hz)	$T$ (s)	$M$	type	corr. 1/C(f)	mod.
Test-T	1092	30	250	140	5	1	linéaire	oui	FM
	1093	30	250	140	40	1	linéaire	oui	FM
	1094	30	250	140	5	2	linéaire	oui	FM
	1095	30	250	140	20	2	linéaire	oui	FM
	1096	30	250	140	5	4	linéaire	oui	FM
	1097	30	250	140	5	8	linéaire	oui	FM

Nous avons mesuré pour chaque émission l'énergie effective ( $\max(k_R(t))$ ) et les paramètres spectraux de l'ondelette  $k_R(t)$  ( $B$  et  $f_0$ ). Les résultats comparés aux prévisions théoriques sont présentés sur la Figure IV.18 :



**Figure IV.18 :** (à gauche) : Valeurs maximales de l'ondelette de Klauder idéale ( $k_0(t)$ ) et émise ( $k_R(t)$ ), normalisées par rapport à la valeur maximale de tous les émissions 1092-1097 ; (à droite) : Bandes fréquentielles  $B$  et fréquences centrales  $f_0$  pour les ondelettes  $k_0(t)$  et  $k_R(t)$ .

En analysant l'énergie de signaux émis, nous constatons un écart important et inattendu par rapport aux prévisions théoriques.

En effet, les séquences 1097, 1095 et 1093 devraient se caractériser par une énergie identique (5x8 s, 20x2 s et 40x1 s) alors que l'énergie mesurée diminué de manière significative avec l'augmentation de la durée des signaux.

D'autre part, les paramètres obtenus ( $POK_R$ ) s'approchent aux valeurs souhaitées ( $POK_0$ ) lorsque la durée de signaux augmente alors que la durée du signal de devrait pas influencer ces paramètres.

L'explication la plus probable est l'inertie mécanique de la source : pour le même signal, le changement de la fréquence instantanée est plus rapide pour un signal plus court et ceci diminue l'efficacité de modulation de la fréquence. Or, cette modulation est utilisée afin de générer un signal qui permet de compenser la fonction de couplage et nous avons démontré dans le paragraphe précédent que l'augmentation de l'efficacité de la compensation diminue l'énergie du signal émis.

Autrement dit, pour les paramètres de compensation  $C(f)$  donnés (forme du spectre émis, coefficient  $N$ ) l'augmentation de la durée de sweeps donne des meilleurs résultats de la compensation au détriment de l'énergie émise.

#### IV.4 Conclusions des tests de la PGOS

Les tests de la Procédure de Génération et optimisations des Sweeps (PGOS) présentés dans ce paragraphe nous ont permis de mieux comprendre et maîtriser le fonctionnement de la source vibratoire associée à la PGOS. L'attention particulière a été consacrée à la procédure de correction du couplage du vibreur. Les conclusions du travail effectué peuvent être résumées comme suit :

- nous avons démontré l'influence très forte du signal émis sur l'enregistrement sismique. Cette démonstration constitue une preuve de l'utilité d'adaptation du signal émis par rapport aux objectifs ;
- seule l'analyse systématique des dépendances PSS – PRS permet de trouver un sweep optimal au regard de la fonction cible des mesures. Le calcul analytique de ces dépendances est difficile ou impossible à prédire à cause de la complexité des phénomènes qui interviennent entre la génération du signal et la réception du signal (propriétés du vibreur, fonction de couplage, propagation) ;
- l'efficacité de la procédure de compensation de couplage de la source est limitée par les caractéristiques de la source. La procédure s'avère inefficace pour les fréquences pour lesquels le niveau du signal émis est faible ;
- apart l'analyse des sismogrammes (PRS) en fonction des paramètres d'ondelette de Klauder (POK), nous avons aussi analysé l'influence de différents paramètres techniques qui théoriquement ne devraient pas modifier les POK. Nous avons constaté que les aspects techniques d'émission (durée du signal, puissance de la source) peuvent affecter les POK et alors les PSS ;
- la quantification des paramètres d'un sismogramme par le biais du coefficient de qualité  $Q$  a été proposée. L'utilisation de ce coefficient permet de caractériser le sismogramme par un seul paramètre ce qui facilite le choix du signal optimal. Bien évidemment, ce coefficient est utile uniquement si sa formule de calcul prend en compte la fonction cible.

## IV.5 Choix du signal source à l'aide de la PGOS

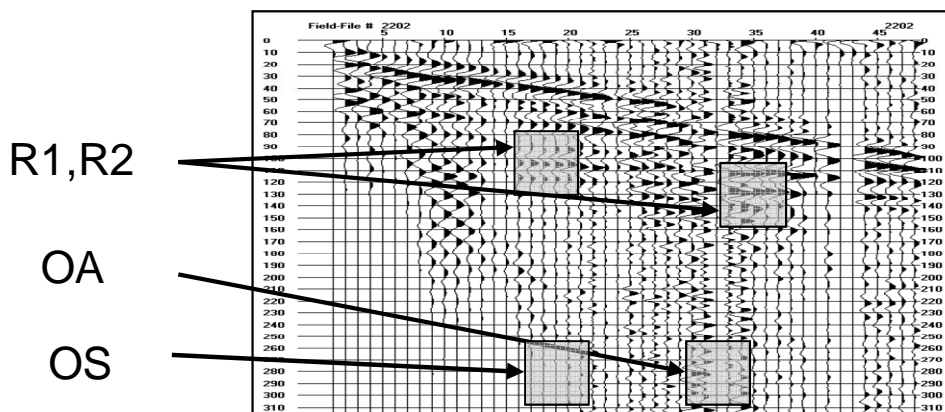
Les paragraphes précédents consacrés aux tests du système de pilotage de la source nous ont permis de valider son fonctionnement et d'évaluer ses performances. Nous avons pu vérifier les aspects techniques de la procédure de génération de signaux ainsi que l'efficacité des méthodes d'émission adaptées aux sources vibratoires. Dans ce paragraphe nous allons compléter la description ces travaux en présentant l'application de la méthodologie et des outils proposés à l'optimisation d'une source vibratoire. Comme nous l'avons indiqué dans le Chapitre III.4.3 cette méthode consiste à émettre plusieurs séquences de sweeps et de tests afin de choisir parmi celles-ci la séquence permettant d'atteindre la « fonction cible » i.e. de choisir la meilleure séquence pour l'objectif précis dans les conditions données.

En effet, la méthodologie de certains tests présentés dans les paragraphes précédents était similaire à cette approche et les données obtenues pourraient aussi servir pour le choix du meilleur signal source. Le but ici n'est pas de reproduire ces travaux mais de présenter les exemples d'application de la PGOS dans les conditions d'une campagne de mesures SHR « réelle ». Ainsi, trois cas d'application de la PGOS sont considérés pour le choix du signal source. Ces trois exemples concernent les différentes étapes du développement de cette procédure ; seules les dernières mesures réalisées en 2007 constituent une application de la PGOS dans son état actuel.

Tous les exemples présentés dans ce chapitre ont été réalisés lors des campagnes de mesures SHR sur le site d'exploitation saline d'Art-sur-Meurthe. Ce site ainsi que les objectifs de ces missions sont décrites en détail dans le Chapitre V.1.1. Nous allons présenter ici uniquement les informations nécessaires pour la compréhension des travaux basés sur le choix du signal source.

Tous les tests ont été réalisés dans la configuration du système standard comprenant un ordinateur, circuits de contrôle, une source vibratoire et un sismographe. Cependant, ces éléments étaient modernisés au cours de notre travail, ce qui a eu un impact sur les résultats obtenus. Le dispositif d'acquisition était toujours composé de 47 géophones 28 Hz espacés de  $\Delta x = 3 \text{ m}$ . Toutes les émissions des séquences de test ont été réalisées avec la source placée sur la position du premier géophone.

La structure géologique du site est assez favorable aux mesures SHR grâce à la présence des formations rocheuses à faible atténuation. Cependant la profondeur d'intérêt d'imagerie sismique est importante, entre 150 et 250 m. La Figure IV.19 présente un exemple de sismogramme enregistré pour le site avec l'indication des zones d'évaluation de signaux (PRS) pour la PGOS.



**Figure IV.19 :** Exemple d'un sismogramme enregistré sur le site d'Art-sur-Meurthe avec l'indication symbolique des zones d'évaluation des PRS (R1, R2 : réflexions, OA : onde aérienne, OS : onde de surface).

Le sismogramme présenté révèle une particularité importante de ce site pour nos tests. En effet, l'espacement de géophones important permet de mieux séparer les signaux de réflexion de l'onde aérienne et onde de surface ; en revanche un signal de réfraction à forte amplitude est présent sur l'enregistrement et peut interférer avec la réflexion plus profonde (voie 35).

Ces observations nous permettent de constater qu'a priori, l'analyse automatique des sismogrammes effectuée par le module « SABAL » est assez fiable. Bien évidemment, il serait possible de calculer les PRS « manuellement » mais ceci mettrait en cause l'efficacité de la PGOS qui devrait fournir les résultats rapidement sur site.

#### IV.5.1 Cas 1 : choix du signal pour Vib-P-DUT (2005)

Le premier exemple concerne la sélection de la séquence optimale pour la réalisation des profils sismiques avec la source Vib-P-DUT. Cette source a été mise en notre disposition par l'Université Technique de Delft (Pays-Bas). Il s'agit d'un mini vibreur mécanique similaire à la source Vib-PP. Cette source est décrite en détail dans le Chapitre V.

Les séquences utilisées pour les tests sont recensées dans le Tableau IV.5.

**Tableau IV.5** Séquences utilisées pour la source Vib-P-DUT.

test	$f_{\min}$ (Hz)	$f_{\max}$ (Hz)	$f_0$ (Hz)	T(s)	M	type	corr. 1/C(f)	mod.	$A_{\max}$ (mV)
4000	30-72 : 3	121-191 : 5	104	4	15	linéaire	oui	FM	1600
4001	20-65 : 5	170-215 : 5	118	4	10	linéaire	oui	FM	1600
4002	20-65 : 5	170-215 : 5	118	4	10	linéaire	oui	FM	1000
4003	20-110 : 10	170-260 : 10	140	4	10	linéaire	oui	FM	1600
4004	20-155 : 15	170-305 : 15	163	4	10	linéaire	oui	FM	1600
4005	30-71 : 2,2	120-197 : 4	105	4	20	linéaire	oui	FM	1600

Le jeu de séquences de test est assez limité et comprend les séquences de type « trapèze » qui diffèrent en fréquence centrale et bande fréquentielle. En effet, la capacité des outils de calcul disponible ne permettait une analyse plus détaillée, nous nous sommes alors limités à quelques séquences dont les paramètres varient de manière substantielle.

La Figure IV.20 présente les sismogrammes obtenus pour certaines des séquences de test. Notons les différences importantes, surtout visibles pour les ondes aériennes et ondes de surface.



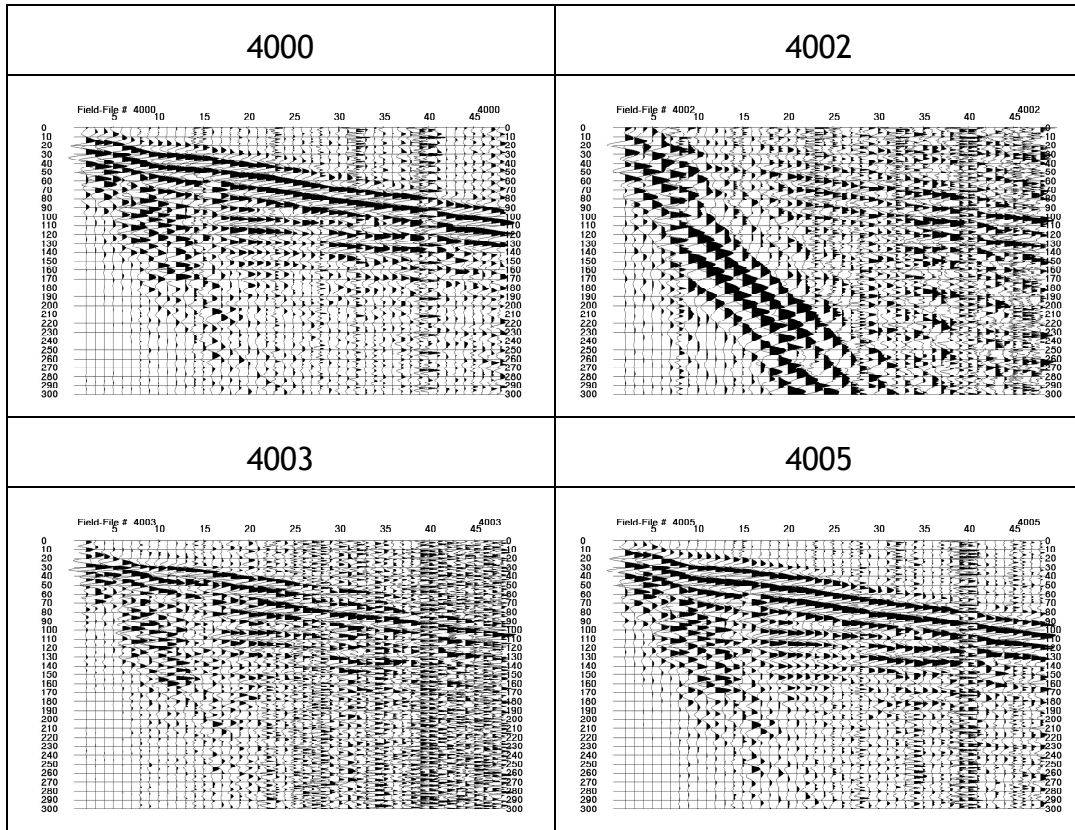


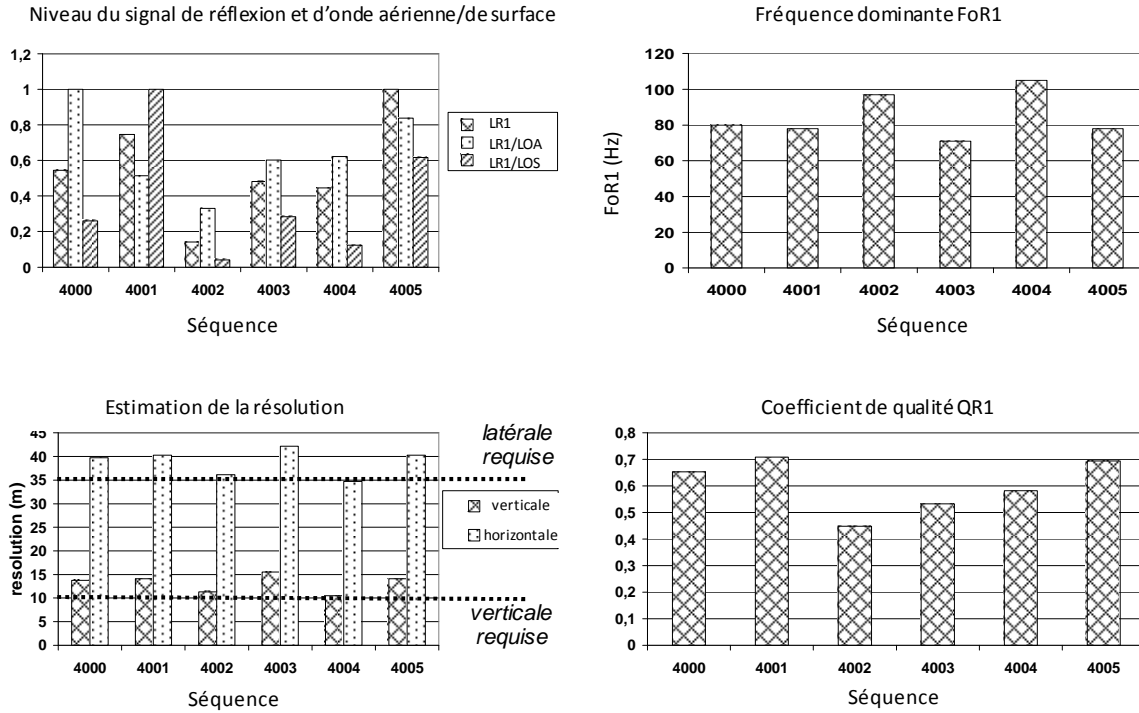
Figure IV.20 : Exemples de sismogrammes (bruts) obtenus.

La meilleure séquence a été choisie sur la base d'analyse des paramètres de sismogrammes obtenus (PRS). Afin d'utiliser un seul paramètre pour l'évaluation des séquences, nous avons calculé les coefficients de qualité QR1 :

$$QR1 = \frac{\left| \frac{LR1}{LN} \right|_{norm} + \left| \frac{LR1}{LOA} \right|_{norm} + \left| \frac{LR1}{LOS} \right|_{norm}}{3 \cdot \tau_0} \quad (IV.4)$$

LR1 désigne le niveau (énergie) de la réflexion 1, LOA le niveau de l'onde aérienne, LOS le niveau d'onde de surface et  $\tau_0$  est la durée de lobe principal de l'ondelette de réflexion R1. L'indice « norm » indique que la valeur est normalisée par rapport à la valeur maximale pour toutes les séquences. La formulation du coefficient QR1 reflète les objectifs de la mission : l'attention particulière est donnée au niveau du signal par rapport au bruit et la résolution exprimée ici comme la durée du lobe principal d'ondelette de Klauder.

Les PRS obtenus pour les séquences 4005 - 4005 sont présentés sur la Figure IV.21 :



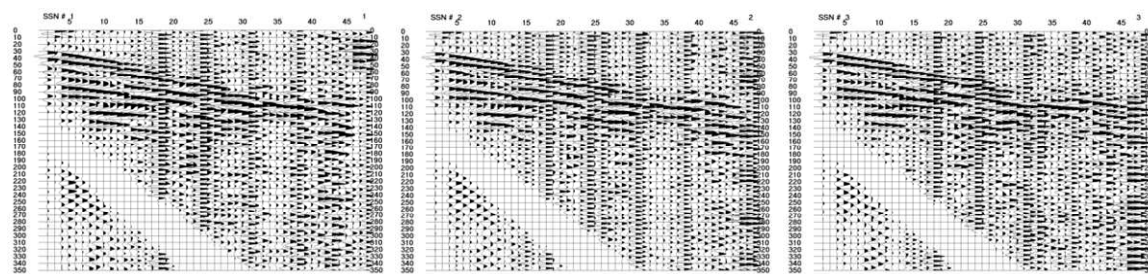
**Figure IV.21 :** Paramètres d'enregistrement sismique (PRS) pour les séquences de test. Les niveaux des signaux de réflexion et les rapports LR1/LOA et LR1/LOS sont normalisés. La résolution horizontale est calculée à partir de la fréquence dominante  $f_e$  et de la vitesse intervalle  $v_i$  (connue a priori), la résolution latérale est estimée à partir de rayon de Fresnel.

Les différences observées sur les sismogrammes sont confirmées par l'observation des PRS calculés. En se basant sur le coefficient de qualité nous avons choisi la séquence 4005.

#### IV.5.2 Cas 2 : Choix du signal pour la source Vib-PA (2005)

Cet exemple constitue une mini-application de la PGOS pour le choix de la séquence pilotant la source Vib-PA. Deux profils sismiques ont été réalisés avec la source Vib-PA sur le site d'Art-sur-Meurthe. La séquence pilotant la source a été choisie pour le premier profil ; ce paragraphe décrit les tests que nous avons conduits au début de la réalisation du second profil sismique. En effet, le type du sol du deuxième profil était très différent du premier (champ cultivé au lieu d'une route non pavée), nous nous sommes demandé si ceci n'affectait pas les signaux émis.

Les trois sismogrammes (correspondant à trois séquences émises) obtenus sont présentés sur la Figure IV.22.



**Figure IV.22 :** Sismogrammes enregistrés pour l'émission des séquences 8006, 8007 et 8008 (de droite à gauche) filtrés dans la bande 60 - 200Hz et après la mise à zéro manuelle des OS et OA.

Notons que les différences entre les sismogrammes sont minimales et ne sont pas observables « à l'œil nu ». Le calcul des PRS permet d'éliminer le facteur subjectif. Ainsi, les paramètres calculés sont présentés sur la Figure IV.23.

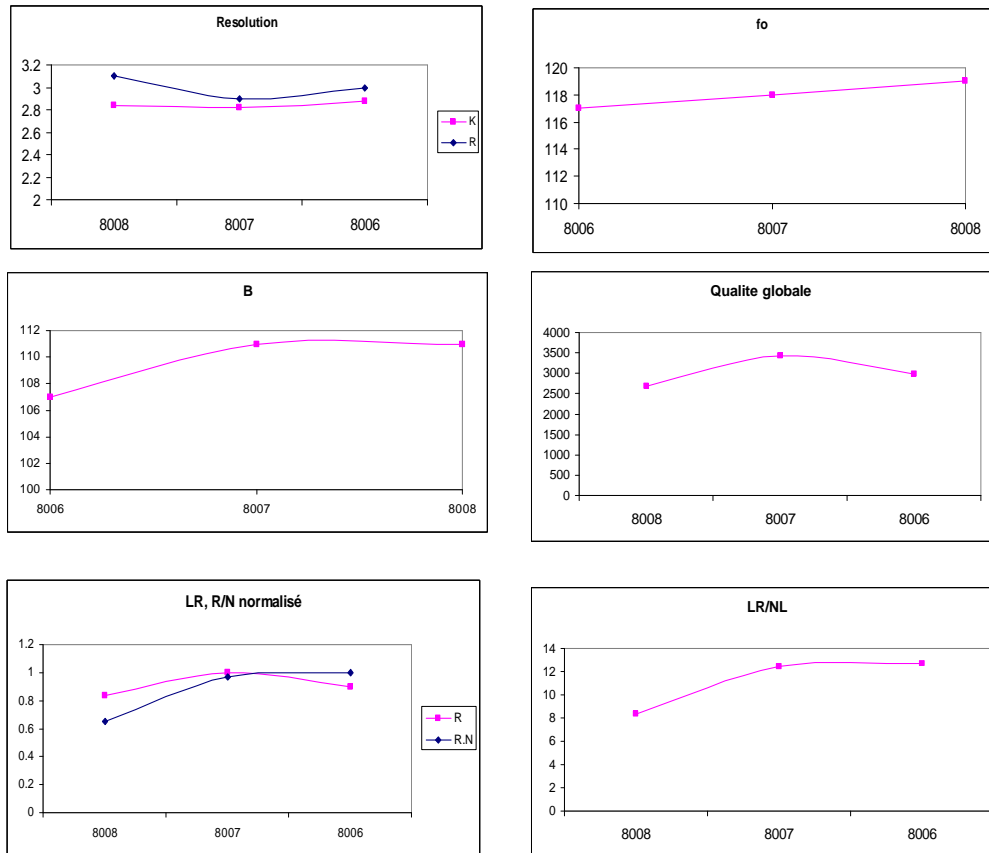


Figure IV.23 : Les PRS calculés pour les émissions 8006 - 8008.

Nous constatons les différences de paramètres assez faibles mais observables. Les différences particulières sont visibles pour le niveau du signal qui est le plus faible pour la séquence 8008 utilisée pour le premier profil.

Cet exemple, bien que non exhaustif, indique clairement l'intérêt de la PGOS. En effet, la qualité des sismogrammes peut varier même sur le même site, un ajustement du signal source peut être nécessaire.

### IV.5.3 Cas 3 : choix du signal pour la source Vib-PP

Cet exemple présente l'application de la PGOS dans sa forme finale. La procédure a été utilisée pour le choix de la séquence optimale dans le site d'Art-sur-Meurthe lors de la dernière campagne de mesures SHR en 2007. La configuration du dispositif d'acquisition et les objectifs des mesures ont été identiques aux paragraphes précédents. Au contraire, la disponibilité d'un sismographe plus performant et du système de pilotage perfectionné nous ont permis d'effectuer la recherche de la séquence optimale suivant « à la lettre » la méthodologie de la PGOS telle que définie dans le Chapitre III.4.

Une soixantaine de tests ont été réalisés et groupés en séries correspondant au changement d'un seul paramètre du signal source. Cette méthodologie est similaire aux tests de la source Vib-PA (cf. §IV.3). Nous présentons les séquences de test qui ont servi au choix final dans le Tableau IV.6.

Tableau IV.6 *Extrait de séquences de test utilisées pour la source Vib-PP.*

test		$f_{min}$ (Hz)	$f_{max}$ (Hz)	$f_0$ (Hz)	$T$ (s)	$M$	type	corr. 1/C(f)	mod.
Série A	A1	30	300	165	7,5	8	linéaire	oui	FM
	A2	38	292	165	7,5	8	linéaire	oui	FM
	A3	46	284	165	7,5	8	linéaire	oui	FM
	A4	53	277	165	7,5	8	linéaire	oui	FM
	A5	61	269	165	7,5	8	linéaire	oui	FM
	A6	69	261	165	7,5	8	linéaire	oui	FM
	A7	77	253	165	7,5	8	linéaire	oui	FM
	A8	84	246	165	7,5	8	linéaire	oui	FM
	A9	92	238	165	7,5	8	linéaire	oui	FM
	A10	100	230	165	7,5	8	linéaire	oui	FM
Série B	B1	30	250	140	7,5	8	linéaire	oui	FM
	B2	40	260	150	7,5	8	linéaire	oui	FM
	B3	50	270	160	7,5	8	linéaire	oui	FM
	B4	60	280	170	7,5	8	linéaire	oui	FM
	B5	70	290	180	7,5	8	linéaire	oui	FM
	B6	80	300	190	7,5	8	linéaire	oui	FM
	B7	90	310	200	7,5	8	linéaire	oui	FM
	B8	100	320	210	7,5	8	linéaire	oui	FM

Les séquences sont groupées en deux séries : « série A » correspond à la fréquence centrale constante  $f_0 = 165 \text{ Hz}$  et la bande fréquentielle  $B$  qui diminue pour les séquences consécutives. La « série B » correspond à la bande fréquentielle fixée  $B = 220 \text{ Hz}$  et la fréquence centrale qui augmente pour les séquences consécutives. Ces deux séries sont le résultat des tests réalisées sur le Vib-PP, des objectifs des mesures et des dépendances PSS-POK-PRS discutés dans les Chapitres II et III.

Notons que toutes les séquences utilisées sont des sweeps identiques et linéaires. En effet, nous avons effectué d'autres tests avec les séquences non-linéaires (séquences à spectre trapèze notamment) mais les résultats n'ont pas permis d'obtenir des résultats probants. Il semble que les différences dans la forme d'ondelette de Klauder introduits par la variation de la forme du spectre (pondération) sont difficilement observables contrairement aux paramètres de base (i.e.  $f_0$ ,  $B$  et  $\tau_0$ ).

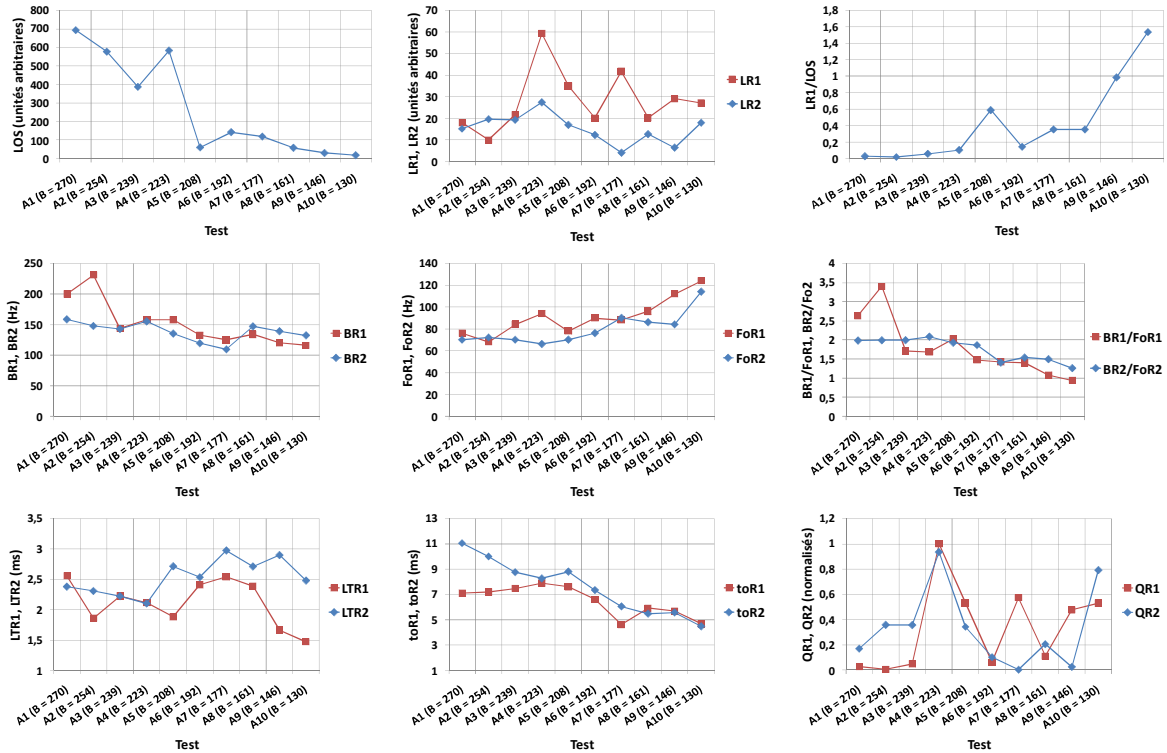
Similairement aux travaux précédents, nous avons défini le coefficient de qualité pour chacun des signaux réfléchis :

$$QR = \frac{LR^3 \cdot FoR \cdot BR}{\sqrt{LOS}} \quad (\text{IV.5})$$

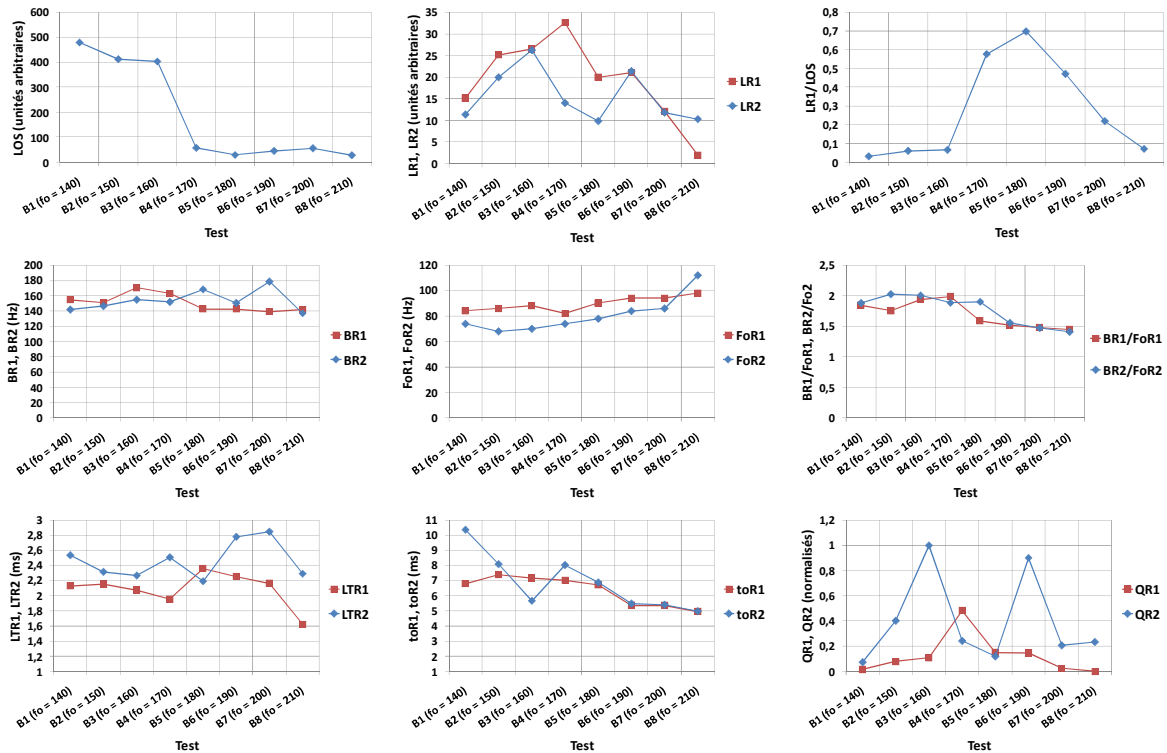
Dans la définition du coefficient de qualité (équation IV.5), l'énergie (niveau) du signal de réflexion est le facteur le plus important, suivi par les deux estimateurs de résolution. Ce coefficient reflète les objectifs de la recherche du signal optimal : niveau du signal suffisant (le plus important), résolution maximisée mais avec un rapport  $B/F_0$  élevé et le niveau de l'onde de surface minimal (le moins important).

#### IV.5.3.1 Analyse des PRS

Les Figures IV.24 et IV.25 montrent les PRS respectivement pour les séries « A » et « B ».



**Figure IV.24 :** Exemple de résultats d'analyse des PRS pour la série de séquences « A » : (en haut) : niveau d'onde de surface (LOS), niveau de signaux réfléchis (LR1, LR2), rapport LR1/LOS ; (au milieu) : bande fréquentielle signaux de réflexion (BR1, BR2), fréquences dominantes des réflexions (FoR1, FoR2), rapport B/f<sub>0</sub> pour les réflexions (BR1/FoR1 ; BR2/FoR2) ; (en bas) : durée effective LT des signaux de réflexion (LTR1, LTR2), durée du lobe principal des signaux de réflexion (toR1, toR2), coefficient de qualité globale des réflexions (QR1, QR2).

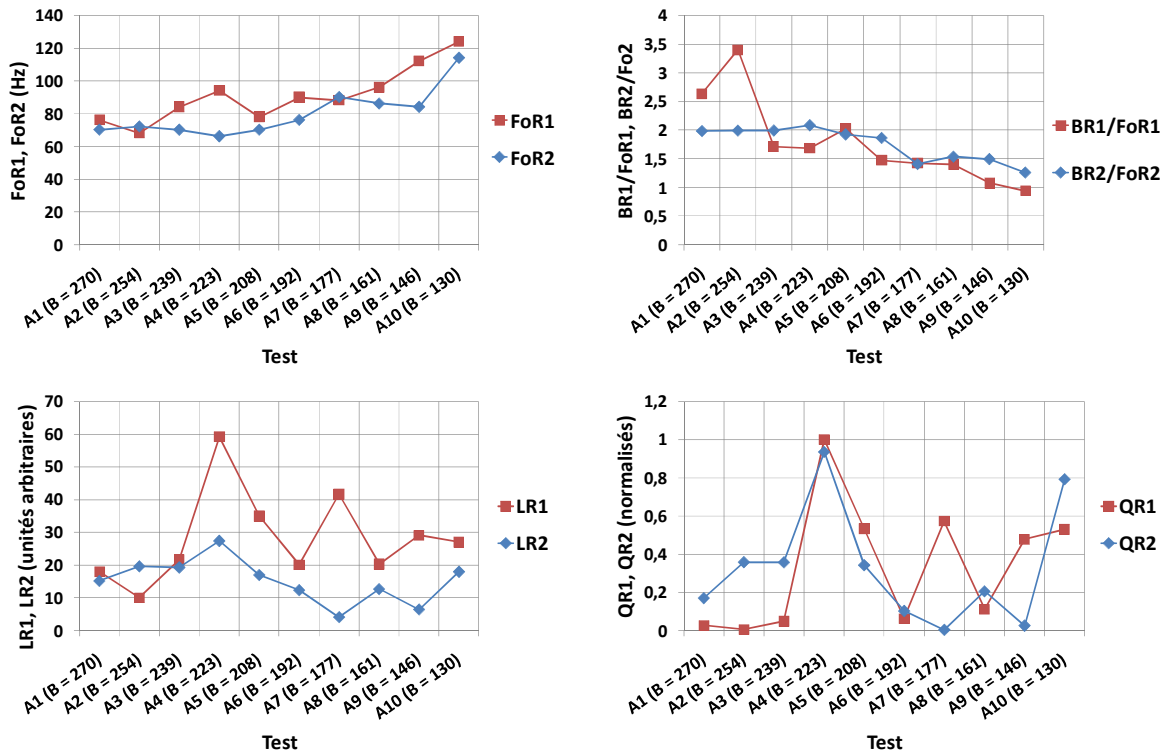


**Figure IV.25 :** Exemple de résultats d'analyse des PRS pour la série de séquences « B ». Le contenu des graphes est identique à la série « A » (Figure IV.24).

Comme nous pouvons constater, le nombre de résultats est imposant et il convient de d'identifier les plus adaptés pour le choix du signal sur la base des critères suivants :

- fréquences dominantes  $f_0$  des signaux de réflexion (FoR1, FoR2) : estimateurs de la résolution ;
- bande normalisée des réflexions  $B_n$  (BR1/FoR1, BR2/FoR2) : estimateurs de la qualité de l'ondelette (minimalisation des lobes secondaires) ;
- énergie ou niveau des réflexions (LR1, LR2) : estimateurs de la portée du système ;
- coefficients de qualité de réflexions (QR1, QR2, Equation IV.5) : combinant les paramètres ci-dessus et le niveau de l'onde de surface.

Nous commençons par l'analyse des PRS obtenus pour la série « A » (Figure IV.26) :



**Figure IV.26 :** Résultats d'analyse des PRS de la série « A » choisis pour déterminer la séquence optimale : **(en haut)** : fréquences dominantes des réflexions (FoR1, FoR2) et rapport  $B/f_0$  pour les réflexions (BR1/FoR1 ; BR2/FoR2) ; **(en bas)** : niveau de signaux réfléchis (LR1, LR2) et coefficient de qualité globale des réflexions (QR1, QR2).

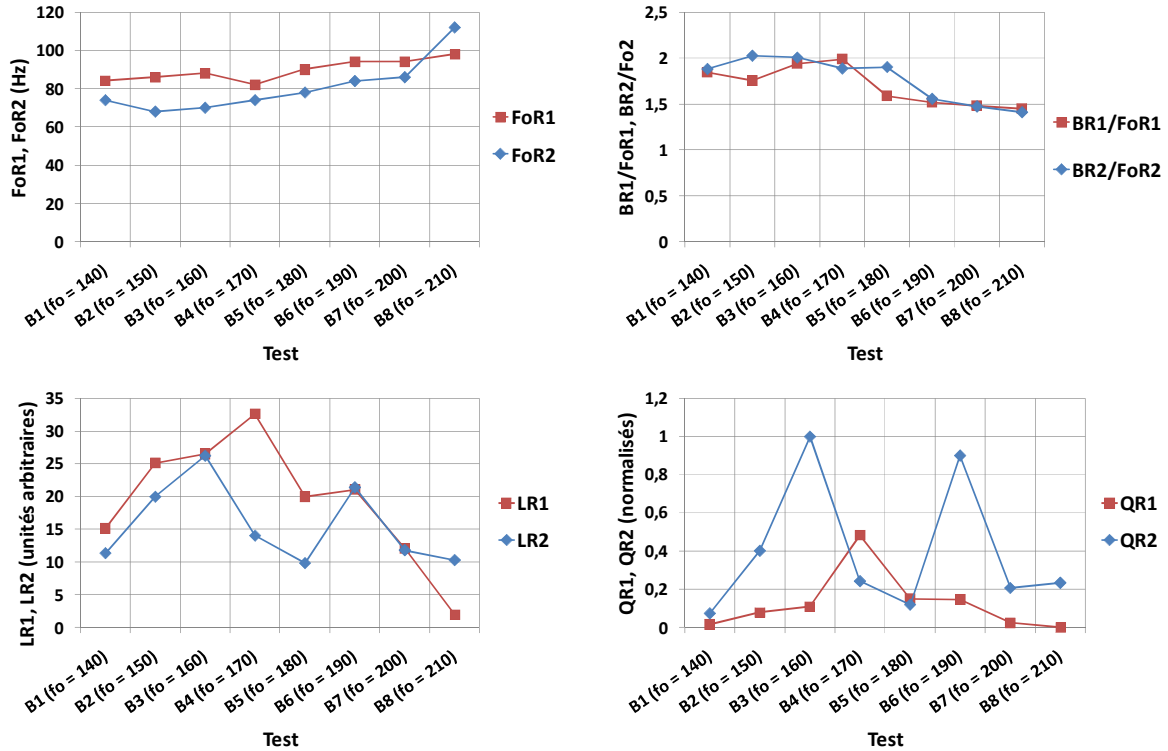
La fréquence dominante augmente avec l'augmentation de la fréquence centrale des séquences de test et la bande normalisée ( $B/f_0$ ) en même temps. L'évolution de ces paramètres ne suit pas exactement l'évolution des PSS (POK), ceci est du à l'influence de la source qui est très inefficace pour les fréquences basses ; l'augmentation de la fréquence minimale des sweeps augmente alors la fréquence dominante des sismogrammes.

Le niveau du signal de réflexion est plutôt irrégulier, notons que les séquences A4, A5 et A7 se démarquent par les valeurs importantes. Notons que, si nous aurons pu prédire les valeurs de LR1 plus faibles pour les valeurs de  $B$  élevées (influence de l'atténuation et du couplage du Vib-PP pour les fréquences basses), il était impossible d'estimer que la séquence A4 résultera en niveau du signal de réflexion le plus élevé.

#### IV.5.3.2 Choix de la séquence optimale

Finalement, en analysant les coefficients la séquence A4 ( $B = 223 \text{ Hz}$ ) apparaît comme la plus optimale pour la série « A ».

Les séquences de la série « B » ont été générés en utilisant les résultats de l'analyse de la série « A ». Elles sont composées des sweeps linéaires identiques avec une bande fréquentielle proche à la séquence A4. Les résultats de l'analyse sont présentés sur la Figure IV.27 :



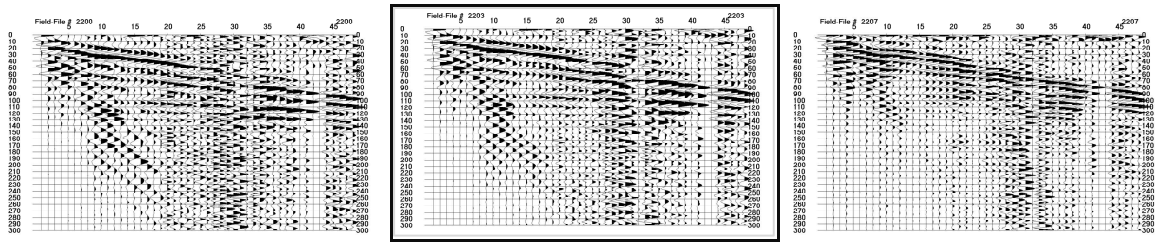
**Figure IV.27 :** Résultats d'analyse des PRS de la série « B » choisis pour déterminer la séquence optimale : (en haut) : fréquences dominantes des réflexions (FoR1, FoR2) et rapport  $B/f_0$  pour les réflexions (BR1/FoR1 ; BR2/FoR2) ; (en bas) : niveau de signaux réfléchis (LR1, LR2) et coefficient de qualité globale des réflexions (QR1, QR2).

La fréquence dominante des signaux de réflexion augmente avec la fréquence centrale des séquences. Par conséquent, la bande normalisée  $B_n$  diminue.

Nous obtenons le niveau maximal des réflexions pour les séquences B3 (R2) et B4 (R1). Les coefficients de qualité QR1 et QR2 sont aussi maximalisés pour ces deux séquences. Par conséquent, la séquence « B3 » ( $f_0 = 160 \text{ Hz}$ ,  $B = 220 \text{ Hz}$ ) apparaît comme la plus optimale de la série B. Notons que cette séquence est très similaire à la séquence A3 en termes de PSS.

Finalement, c'est la séquence B3 qui a été utilisé pour la réalisation des profils sismiques.

La Figure IV.28 compare le sismogramme « optimal » (B3) avec deux sismogrammes rejetés. Notons que les différences entre ces sismogrammes sont difficilement observables.



**Figure IV.28 :** Comparaison de sismogrammes correspondant aux séquences A1 (à gauche), B3 (encadré, correspond à la séquence de sweeps choisie) et A7.



## IV.6 Conclusion

Les nombreux tests réalisés sur le système « SABAL » et sur la PGOS ont permis de valider le fonctionnement de sa partie « matériel » ainsi que son utilité pour la génération du signal source. Nous avons démontré une grande variabilité de sismogrammes possibles à enregistrer dans un même contexte géologique. Les résultats obtenus mettent en exergue l'intérêt de la procédure pour le choix adéquat du signal d'émission.

Nous avons pu constater les différences dans le fonctionnement des sources vibratoires et confirmer l'approche individuelle i.e. le choix du signal pour chaque source et chaque type de terrain.

Il a été également démontré que l'efficacité de la procédure de correction du couplage  $C(f)$  dépend du type de la source et il semble qu'une correction parfaite i.e. l'obtention  $POK_R = POK_0$  n'est pas possible en pratique pour une source « réelle ». Néanmoins, l'application de cette procédure permet de corriger la forme du signal émis et augmenter la résolution.

Nous avons conçu et appliqué dans les conditions de terrain la procédure permettant d'exprimer quantitativement la qualité des enregistrements sismiques par le biais des paramètres d'enregistrement sismique (PRS). Les tests effectués montrent que l'établissement d'une relation entre les paramètres du signal source (PSS) et les PRS est difficile. Les meilleurs résultats sont obtenus lors de l'analyse systématique d'une série de tests dont les séquences de sweeps sont choisies de manière adéquate.

Une tendance importante a été identifiée lors de nos tests : le niveau des ondes de surface (OS) est assez bien corrélé avec le niveau des signaux réfléchis (R). Nous avons aussi observé une tendance similaire pour ce qui concerne leurs caractéristiques spectrales. En cas d'impossibilité d'isoler les signaux de réflexion, l'onde de surface qui domine systématiquement les sismogrammes, peut être utilisé afin d'estimer (très approximativement) les caractéristiques des signaux de réflexion. Cette propriété a été utilisée en pratique pendant la campagne de mesures dans le contexte des marnières (Chapitre VI).



# CHAPITRE V

## EXPERIMENTATIONS SHR DANS LE CONTEXTE SALIN

*Ce chapitre présente deux campagnes sismiques réalisées sur un ancien site d'exploitation saline à Art-sur-Meurthe (Lorraine, 54). Après une présentation générale du site les objectifs, les travaux réalisés sont décrits. Le programme expérimental consistait à réaliser les tâches suivantes : (i) tests de la procédure du signal pour les sources vibratoires, (ii) comparaison des sources sismiques et (iii) l'application de la sismique haute résolution pour la détection des cavités souterraines. Ces trois points du programme de travail constituent une suite logique car les résultats des uns alimentent la suite des investigations en créant ainsi une étude complète de la SHR. Pour chacune des tâches, nous présentons son contexte, les objectifs fixés et la méthodologie de travail adopté. Ensuite, les résultats obtenus sont commentés.*

V.1	Introduction et objectifs des mesures SHR.....	207
V.2	Test des sources sismiques.....	210
V.3	Détection des cavités salines.....	229
V.4	Conclusions sur les investigations SHR.....	240



## V.1 Introduction et objectifs des mesures SHR

Les mesures SHR sur le site de la concession saline d'Art-sur-Meurthe (Rhodia Chimie) ont été réalisées dans le cadre d'un programme de recherche consacré à la détection des cavités souterraines par des méthodes géophysiques. L'objectif principal consistait à vérifier la possibilité des cavités salines par la SHR connues et situées entre *110 m* et *200 m*. La campagne, outre son objectif principal, constituait aussi une opportunité de tester la solution développée pour le choix du signal de la source vibratoire (PGOS).

Par ailleurs, d'autres méthodes géophysiques de surface ont été investiguées sur le même site salin et pour le même objectif fixé pour la SHR (Méthodes de microgravimétrie et électrique). C'est en effet un moyen de confronter les mesures issues des différentes techniques pour valider les interprétations relatives à la détection et à la localisation des cavités recherchées.

Les expérimentations ont été menées en deux temps, en juin 2005 et en juillet 2007. La deuxième partie des mesures (2007) a été organisée afin de valider développements complémentaires réalisés suite aux conclusions des investigations de 2005. Un nombre important de changements a été introduit dans toutes les parties du système afin d'améliorer ses capacités ; la deuxième campagne a constitué ainsi un test final de la PGOS.

Dans ce qui suit, les deux campagnes ne sont pas décrites séparément puisque le contexte des mesures était identique en 2005 et en 2007. Lors des mesures de 2007, nous avons tenté de reproduire (dans la mesure de la possibilité) les mêmes conditions de travail et la même configuration d'acquisition afin de pouvoir déterminer l'apport des modifications introduites dans le système.

Plus précisément, les objectifs des mesures SHR sur le site salin d'Art-sur-Meurthe peuvent être déclinés comme suit :

- (i) tests de la PGOS dans les conditions réelles. Les résultats sont présentés dans le Chapitre IV consacré à la validation expérimentale de la PGOS ;
- (ii) réalisation d'une étude comparative des sources. Les sources vibratoires sont comparées à plusieurs sources impulsionnelles afin d'obtenir l'information la plus pertinente au regard de la résolution et la qualité de l'imagerie SHR. L'étude est menée au moyen de l'analyse paramétrique des enregistrements bruts (sismogrammes) et des sections sismiques réalisés avec chacune de sources ;
- (iii) réalisation des trois profils SHR visant à évaluer le potentiel de la technique pour la détection des cavités. Les sources sismiques pour la réalisation de ce travail ont été choisies sur la base des résultats des tests comparatifs.

On notera que les objectifs s'enchaînent dans une suite logique qui définit le travail effectué sur le site. Premièrement, les signaux de pilotage des vibrateurs sont choisis (i) puis ces vibrateurs sont comparés avec les sources « classiques » (ii) et finalement les sources optimales sont choisies pour la réalisation des profils sismiques (iii).

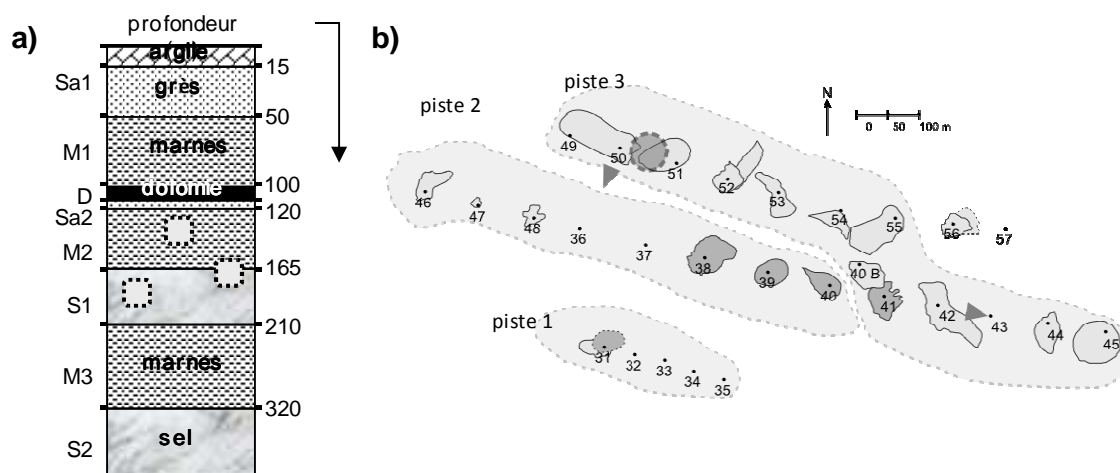
### V.1.1 Description du site

Le site expérimental est situé sur la concession saline d'Art-sur-Meurthe de la Société Rhodia Chimie. La zone qui a fait objet des mesures SHR est appelé « pistes de la Rape ». La structure géologique générale du site est présentée sur la Figure V.1.a. La structure comporte plusieurs interfaces géologiques qui sont désignés par les premières lettres de noms anglais de la couche au-dessus de l'interface. Ainsi, à titre d'exemple, le symbole (**D**) utilisé dans le texte désigné soit la couche elle-même (dolomie – *dolomite*) soit la base de cette couche.

L'exploitation du sel s'est déroulée entre 1971 et 1993. Le sel a été extrait par dissolution i.e. par injection de l'eau au niveau du faisceau de sel et le pompage de l'eau saturée en sel vers la surface. Cette méthode a eu pour la conséquence la formation des cavités dans la couche de sel exploitée. Cette couche est située entre 150 – 200 m de profondeur mais les cavités présentent une variation dans leurs positions par rapport aux couches géologiques. Ceci est lié à l'évolution naturelle vers la surface.

Le site est composé de 29 puits groupés en 3 pistes. Nous allons nous référer à ces puits par  $W_{xx}$  où  $xx$  est le numéro du puits, et si la cavité correspondante existe, elle sera notée «  $C_{xx}$  ». La distance entre les puits est typiquement de 90 à 100 m.

La présence des puits d'exploitation ouverts a permis la réalisation d'imagerie sonar par l'exploitant ce qui a permis de déterminer en grande partie les positions des cavités et leurs formes. Sur la Figure V.1.b nous présentons les contours des cavités des pistes de la Rape vues du haut.



**Figure V.1 :** (a) : Structure géologique moyenne du site ; (b) Les pistes de la Rape avec les positions des puits d'extraction et les contours des cavités. Contours clairs : cavités vides, contours foncés : cavités remplies de saumure, cercle gris : zone d'effondrement.

Les cavités des pistes de la Rape étaient situées dans la couche de sel après la fin des opérations d'extraction. Depuis, la plupart ont évoluées vers la surface. Ce phénomène de progression est dû au délitement des marnes situées au niveau du toit ; la cavité migre ainsi vers le haut jusqu'à rencontrer un obstacle freinant généralement son évolution. Il s'agit d'un banc dit « raide » constitué de dolomie. Les cavités sont alors situées entre les interfaces géologiques désignées par (D) et (S1). Ceci correspond à la plage des profondeurs 110 - 200 m qui constituent les profondeurs de détection ciblées par les mesures SHR.

La progression des cavités perturbe la structure géologique, en particulier l'interface M2/S1. L'évolution d'une cavité au niveau de la couche de dolomie (couche compétente mais fine) peut provoquer sa rupture et par conséquent une évolution plus rapide vers la surface pour finir par un effondrement laissant un cratère à la surface. Un tel événement a eu lieu en décembre 2004 sur la piste 3 aux puits  $W_{50}$  et  $W_{51}$ . Le cercle en pointillés sur la Figure V.1.b montre l'emplacement de la zone d'effondrement.

### V.1.2 Dimensionnement des mesures SHR

La toute première étape de la campagne sismique consistait à dimensionner au préalable les mesures SHR par simulation des paramètres d'acquisition et de la résolution de l'imagerie attendue. Ces travaux décrits en Annexe A ont permis de réaliser les tâches suivantes :

- identifier le nombre et la géométrie des profils SHR ;
- estimer la géométrie d'acquisition ;
- évaluer par simulation numérique la résolution attendue en fonction de la profondeur et de la fréquence exploitée (tests de résolution avec le module *RESOL*).

Les résultats de travail de dimensionnement des mesures SHR ainsi que les résultats des simulations numériques de la résolution sont présentés de manière exhaustive en Annexe A (paragraphe A.4.4).

Nous avons retenu trois profils sismiques (Figure V.2) :

- **AA'** d'une longueur de 700 m environ, réalisé le long de la piste 2 dont les premiers 300 m ont été dédiés à la réalisation des tests de source. Ce profil comprend plusieurs cavités de taille et remplissage différents, il s'agit d'estimer la possibilité de détection dans ces conditions ;
- **BB'** d'une longueur de 300 m environ, positionné perpendiculairement à la piste 1 comprend une cavité isolée, sélectionnée pour la réalisation des mesures couplées de toutes les techniques géophysiques retenues pour ce site (micro gravimétrie, électrique) ;
- **CC'** d'une longueur de 200 m environ, implanté à proximité de la zone effondrée. L'objectif de ce profil n'est pas la détection d'une cavité mais d'identifier une éventuelle prolongation de l'effondrement vers le puits W49 en bout de piste 3.

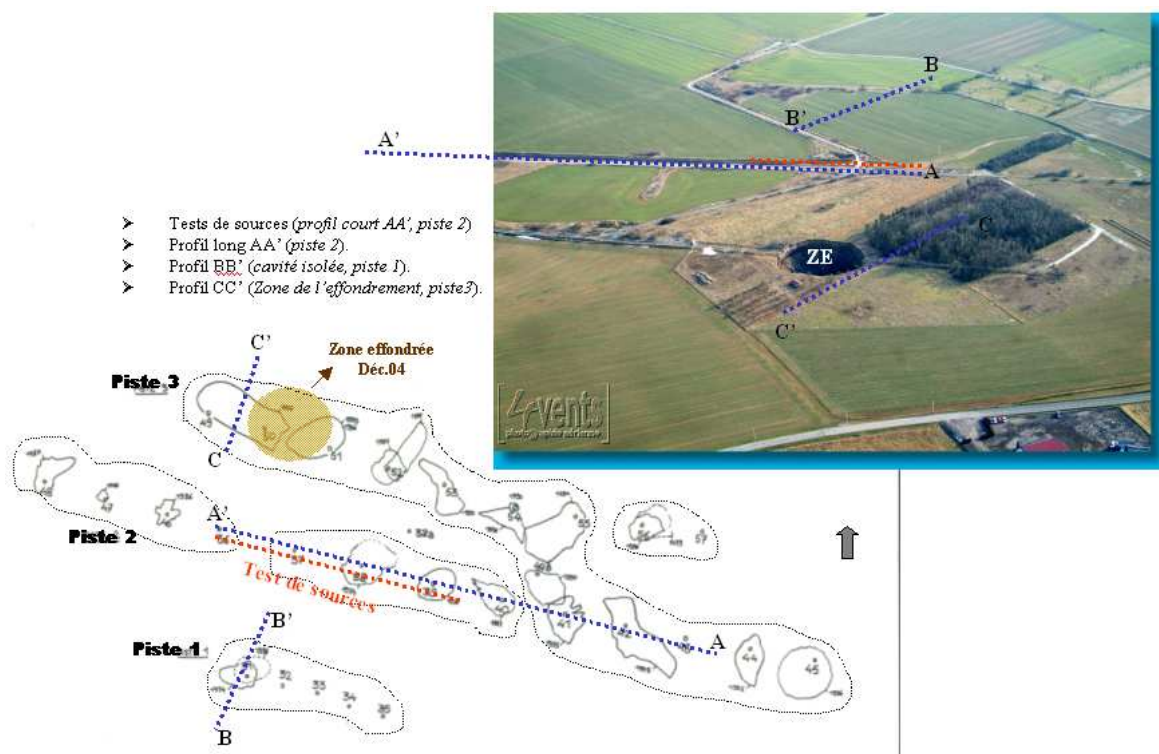
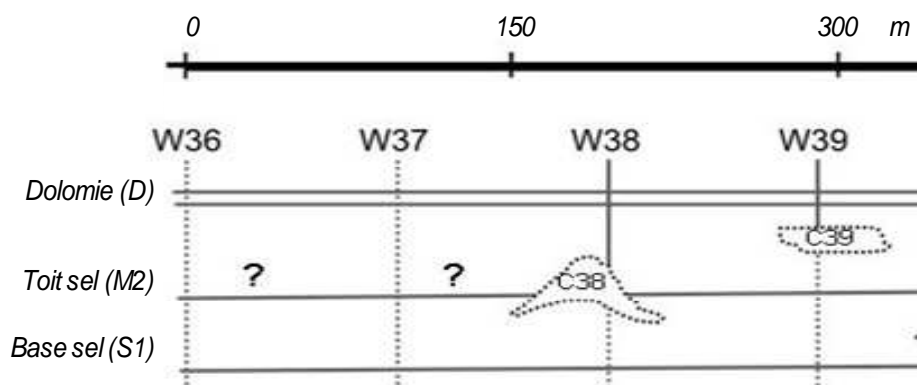


Figure V.2 : Investigations géophysiques réalisées sur le site salin d'Art-sur-Meurthe. Les profils sismiques sont représentés par les lignes en pointillées bleues. Source : Driad-Lebeau et al. (2008).

## V.2 Test des sources sismiques

Les sources ont été testées sur le profil AA (Figure V.2). La première partie de ce profil, comprise entre 0 et 150 m (entre les puits W36 et W37) a servi pour la comparaison des enregistrements simples (tirs bruts). L'image sonar de cette partie du profil n'existe pas, mais d'après les informations communiquées par l'exploitant du site, les cavités C36 et C37 correspondant aux puits W36 et W37 sont de petite taille et se trouvent à proximité de la base de la couche de sel. De plus, la cavité C37 est effondrée et remplie d'éboulis saturés en saumure. Par conséquent, cette partie du profil est considérée dépourvue de cavités. Selon les mesures par diagraphie sonar, les cavités C38 et C39 sont remplies de saumure, mais leurs formes et profondeurs sont différentes. La cavité plus profonde, C38, est plus grande en taille et se situe sur l'interface marnes/sel (S1/M3) à environ 165 m environ. La C39 est plus petite et se trouve à proximité de la couche de dolomie (D) (Figure V.3).



**Figure V.3 :** Image sonar de la coupe verticale du fragment du profil AA utilisé pour la comparaison des sections sismiques.

Les sources destinées à la sismique haute résolution ont été testées et comparées à plusieurs reprises. La liste non exhaustive comprend les travaux de McCann et al. (1985), Miller et al. (1986, 1992 et 1994), Doll et al. (1998), Feroci et al. (2000). La motivation de ces travaux est double : d'une part, les sources nouvelles sont développées et comparées aux références existantes, d'autre part les performances des sources dépendent de leurs propriétés mais aussi du site d'investigation (Knapp and Steeples, 1986), les résultats de ces comparaisons doivent être analysés en relatif car ils ne peuvent être absolus.

### V.2.1 Sources utilisées

Afin de pouvoir tirer les conclusions pertinentes, la gamme des sources testées devait être suffisamment large. Ainsi, les sources vibratoires Vib-PP et Vib-PA déjà présentées, sont complétées par les sources impulsionnelles. De même, afin d'estimer l'utilité des profils en ondes S (potentiellement un meilleur contraste d'imagerie pour les cavités remplies de saumure), deux vibreurs transversaux ont été utilisés. À l'exception de la dynamite, toutes les autres sources testées ont été conçues pour les mesures SHR (Figure V.4).

#### Sources impulsionnelles :

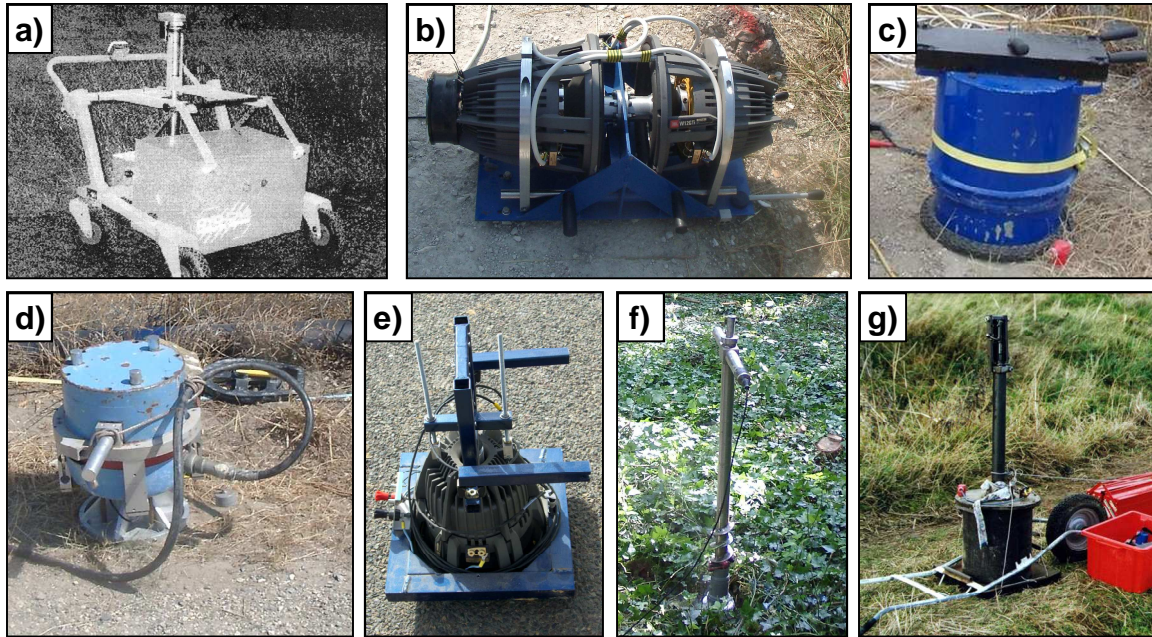
- « Betsy gun » est une source constituée par un fusil de chasse soudé à une carcasse lourde en acier qui sert à stabiliser l'ensemble (Figure. V.4.g). L'impact provoqué par les balles tirées dans le sol donne naissance aux ondes sismiques. Le principe d'un tel appareil a été décrit par Beggs et Garriott (1979). La source a été développée à l'Ecole Centrale de Lille ;



- « Buffalo gun » ou « Shotgun » est constituée par un tube en acier d'une longueur de  $1,5\text{ m}$  approximativement (Figure V.4.f). Son principe d'utilisation consiste à placer la source dans un trou préalablement préparé et d'exploser une cartouche blanche bloquée dans l'extrémité du tube. Lors des essais, nous avons utilisé des trous dont la profondeur variait de  $0,5$  à  $1\text{ m}$ . Le principe d'un tel appareil est décrits par Pullan et Mac Aulay (1987). La source a été fabriquée par Allied Associates Geophysical Ltd. (Royaume-Uni) pour l'Ecole Centrale de Lille ;
- « Dynamite » : les trous utilisés pour la Buffalo Gun ont été réutilisés pour les explosions des charges de dynamite. Vu la profondeur visée ( $500\text{ m}$  max) et le contexte géologique, une charge de  $50\text{ g}$  de dynamite pour chaque tir a été utilisée.

#### Sources vibratoires :

- « Vib-P-DUT » connu dans la littérature sous le nom « OYO portable vibrator » (Nijhof, 1989; Ghose et al. 1996). Cette source est un vibreur électromécanique construit autour d'une bobine de haute puissance. La structure suit les règles de base pour ce type de sources (Figure V.4.d). La masse de l'ensemble est de  $70\text{ kg}$  environ mais il est possible de l'augmenter par une charge supplémentaire. La bande fréquentielle du signal émis atteint des valeurs au delà de  $1\text{ kHz}$ . La source est instrumentée avec deux accéléromètres permettant d'appliquer la méthode de la somme pondérée afin de déterminer le signal de référence. Néanmoins, à cause de la complexité de la procédure de mesure nous nous sommes contentés de mesurer l'accélération de la masse de réaction qui donnait une approximation suffisante de ce signal. L'appareil a été développé par la société OYO (Japon) et est actuellement utilisée par le Département de Géotechnique de l'Université de Technologie de Delft (Pays-Bas).
- « Vib-PP » (Figure V.4.e). Cette source a été utilisée en **2007**.
- « Vib-PA » (Figure V.4.c).
- « Vib-S-UU » est un vibreur en ondes de cisaillement (ondes « S ») appartenant au Département des Sciences de la Terre de l'Université d'Utrecht (Pays-Bas) (Figure. V.4.a). Les principaux éléments utilisés pour sa constructions seraient similaires à Vib-P-DUT ce qui résulte en des paramètres comparables. Les accéléromètres sur la plaque de couplage et la masse de réaction sont présents mais nous n'avons utilisé que celui de la masse. Les résultats des travaux menés avec cette source peuvent être trouvés dans (Matsubara et al., 2002). L'appareil a été construit par la société OYO.
- « Vib-S-EI » est la dénomination du vibreur électromécanique à ondes de cisaillement (Figure V.4.b). La source a été construite dans le cadre de ces travaux de recherche. Elle est décrite dans le Chapitre III.3.1.3. Il est néanmoins utile de rappeler sa masse de  $60\text{ kg}$  environ, la bande fréquentielle du signal émis allant jusqu'à  $300\text{ Hz}$  et sa puissance de  $1\text{ kW}$  environ. Les caractéristiques électriques et mécaniques de la source sont alors comparables au Vib-S-UU. Le signal de référence est enregistré comme l'accélération de la plaque de couplage. Cette source a été utilisée en **2007**.



**Figure V.4 :** Sources testées : (a) Vib-S-UU ; (b) Vib-S-EI ; (c) Vib-PA ; (d) Vib-P-DUT ; (e) Vib-PP ; (f) Buffalo gun ; (g) Betsy Gun.

Les sources impulsives ne nécessitent pas d'instrumentation particulière sauf branchement du capteur de déclenchement. L'utilisation de la dynamite a été assurée par le Centre d'Etudes Techniques de l'Équipement (CETE) de l'Est. On notera que toutes les sources vibratoires ont été pilotées par le « système SABAL » (cf. §III.3). Les sources hollandaises (Vib-P-DUT et Vib-S-UU) ont été utilisées avec un amplificateur spécial comportant un module de pilotage des accéléromètres intégré dans le châssis. Grâce à la portabilité des sources leurs déplacements étaient assurés directement par les membres de l'équipe à l'exception du Vib-S-UU qui nécessite un chariot. Les sources Vib-PP et Vib-S-EI ont été transportées et couplées avec le sol par un véhicule tout terrain, adapté à cet objectif.

### V.2.2 Acquisition sismique

L'acquisition du signal sismique a été effectuée avec le sismographe StrataView (en 2005) et StrataVisor (en 2007).

L'espacement des géophones était de 3 m, 48 signaux (traces) ont été enregistrés simultanément (47 pour les sources vibratoires). Les émissions ont été réalisées sur la position « 0 » (puits W36) du profil AA avec le déport du premier géophone à 3 m (100 m pour la dynamite).

La fréquence d'échantillonnage  $f_{ech}$  a été fixée à 2 kHz pour les Vib-P-DUT, Vib-PA et Vib-S-UU. Pour la dynamite, Betsy, Buffalo, Vib-PP et Vib-S-EI,  $f_{ech} = 4$  kHz. La corrélation des signaux enregistrés avec le signal de référence était toujours utilisée et seuls les signaux corrélés étaient sauvegardés par le sismographe. Les signaux émis et les signaux du vibreur ont été enregistrés par le système SABAL.

### V.2.3 Choix du signal source

La procédure du choix du signal source concernait tous les vibreurs sismiques qui ont été utilisés sur le site. Cependant, la distinction entre les campagnes 2005 et 2007 mérite d'être rappelée.

### **V.2.3.1 Choix du signal en 2005 :**

Lors de la campagne 2005, la PGOS était à l'étape de test et incomplète. Par conséquent, il n'était pas possible d'utiliser toutes ses fonctionnalités en particulier celles qui permettent la génération des signaux et l'analyse des sismogrammes dont les programmes « GENTEST » (cf. §III.4.2.3) et « ANSIS » (cf. §III.4.2.9). De plus, l'utilisation de l'ancien modèle de sismographe rendait l'analyse de sismogrammes difficile dans les conditions de terrain. Ainsi, l'analyse systématique de résultats des émissions des signaux test, principe de la PGOS n'a pas été possible.

Le choix des signaux pour piloter les sources Vib-PA, Vib-P-UU et Vib-S-DUT a été alors effectué en grande partie sur la base des critères subjectifs i.e. par seule observation des sismogrammes. Nous avons testé plusieurs signaux dans la gamme des fréquences calculés avec le programme « RESOL » (cf. §III.4.2.2), qui devait garantir une résolution d'image acceptable pour ce site. Sur la base d'évaluation visuelle nous avons choisi les signaux qui semblaient d'être les plus optimaux. Une évaluation des enregistrements ainsi obtenus a été effectuée *a posteriori* avec le programme « ANSIS » ; les résultats d'une telle analyse pour la source Vib-P-DUT sont présentés dans le paragraphe IV.5.1.

### **V.2.3.2 Choix du signal en 2007 :**

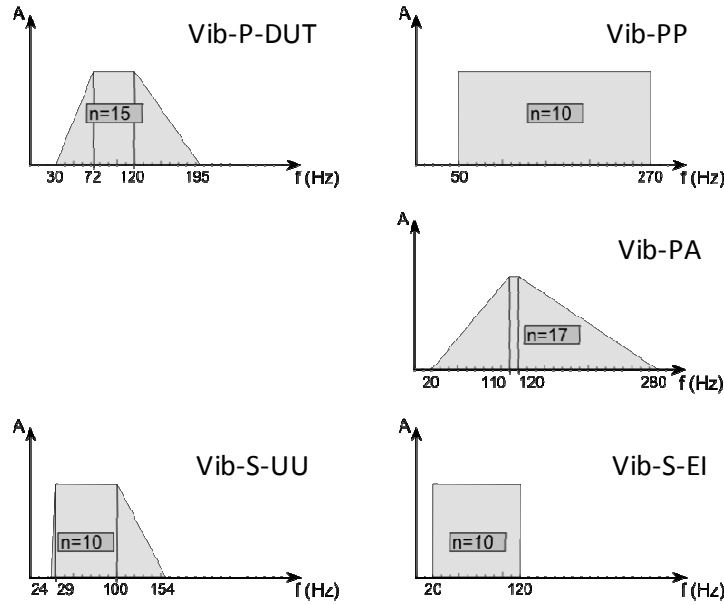
Les sources Vib-PP et Vib-S-EI ont pu bénéficier de toutes les fonctionnalités de la PGOS pour le choix des paramètres du signal émis (PSS). Par conséquent, malgré les conditions climatiques très défavorables (fortes pluies) nous avons pu tester le fonctionnement global de la PGOS en pratique pour la première fois.

Une trentaine des signaux test ont été générés pour chacune des deux sources, suivant les limites fréquentielles indiquées par les simulations effectuées avec « RESOL » et adaptés à chacune des sources. Les enregistrements issus des émissions de ces signaux test ont été analysés avec les paramètres d'enregistrement sismique (PRS). Les résultats de cette analyse pour la source Vib-PP sont présentés dans le paragraphe IV.5.3.

Mise à part l'objectif principal du choix du signal source, cette étape de travail a constitué un test final de la PGOS. Il s'agissait de la première utilisation de la PGOS sous sa forme finale, l'importance de ce test est alors incontournable.

### **V.2.3.3 Signaux choisis :**

L'analyse des tests des sources vibratoires a permis de choisir les séquences de signaux-pilotes. La Figure V.5 présente les spectres d'amplitude des séquences choisies :



**Figure V.5 :** Spectres d'amplitude des séquences de signaux choisies pour piloter les sources vibratoires.

Notons que les séquences sont bien différentes pour chacune des sources. Les séquences pour les sources à ondes transversales (Vib-S-UU et Vib-S-EI) se caractérisent par le spectre comprenant les fréquences moins élevées que pour les sources à ondes de compression.

## V.2.4 Comparaison des enregistrements bruts

La méthodologie d'une comparaison de sources consiste habituellement à comparer qualitativement ou quantitativement les enregistrements bruts et/ou les sections sismiques obtenues avec les sources. Pour ce faire, nous avons choisi la comparaison quantitative sur la base d'analyse des paramètres d'enregistrements sismiques (PRS). Ce type d'analyse est similaire à la procédure de choix du signal source incorporé dans la PGOS modifiée pour les besoins de ce test.

Les PRS analysés comprennent :

- le rapport signal sur bruit  $SNR$  défini ici rapport entre  $LR$  (la valeur maximale du signal réfléchi à partir de la couche dolomie (D)), et le niveau moyen du bruit ambiant  $LN$  (cf. §I.1.4) ;
- le bruit cohérent relatif, représenté par le niveau du signal aérien  $LAW$  et du signal de surface ( $LSW$ ) (cf. §I.1.4) et comparé au niveau du signal réfléchi  $LR$  ;
- la résolution en profondeur  $\delta_r$  dans la couche de sel (S1) ;
- la résolution latérale  $\delta_r$  à la profondeur de 160 m (niveau du toit du sel S1).

Il est inutile de rappeler, que la meilleure source sera celle qui affichera la valeur maximale de  $SNR$ ,  $LR/LAW$  et  $LR/LSW$ , maximisant ainsi le rapport signal sur bruit aléatoire et cohérent. A la minimalisation du bruit relatif s'ajoute la maximalisation de la résolution, par conséquent il est possible de décrire un enregistrement brut par un seul paramètre. Nous utilisons à cette fin le coefficient de qualité introduit dans le Chapitre IV.2.1.2. Ainsi le paramètre  $Q_{source}$  qui englobe toutes ces valeurs est défini comme suit :

$$Q_{source} = \frac{\left( SNR(dB)|_{norm} + \frac{LR}{LAW}|_{norm} + \frac{LR}{LSW}|_{norm} \right)}{3 \cdot \delta_{r-norm}} \quad (V.1)$$

L'indice « *norm* » indique que le paramètre est normalisé par rapport à la valeur maximale (minimale pour  $\delta_r$ ) parmi les valeurs obtenues pour toutes les sources. Par conséquent, un enregistrement à  $Q_{source} = 1$  sera le meilleur possible, maximisant la résolution et minimisant le bruit.

Afin de faciliter le calcul des résolutions, nous avons utilisé la fréquence dominante  $f_e$  comme estimateur de la résolution temporelle. La formule utilisée est la suivante (cf. aussi §II.4) :

$$\delta_r = \delta_r^t \cdot v_i = \frac{v_i}{2 \cdot f_e} \quad (V.2)$$

La résolution horizontale a été considérée égale au rayon de Fresnel (cf. aussi §I.2.2) :

$$\delta_x \approx R_f \approx \sqrt{\frac{\lambda_a \cdot d_0}{2}} \quad (V.3)$$

La vitesse  $v_i$  dans le sel ainsi que la longueur d'onde apparent  $\lambda_a$  ont été calculées sur la base des données sur la structure géologique fournies par l'exploitant du site (cf. Annexe A).

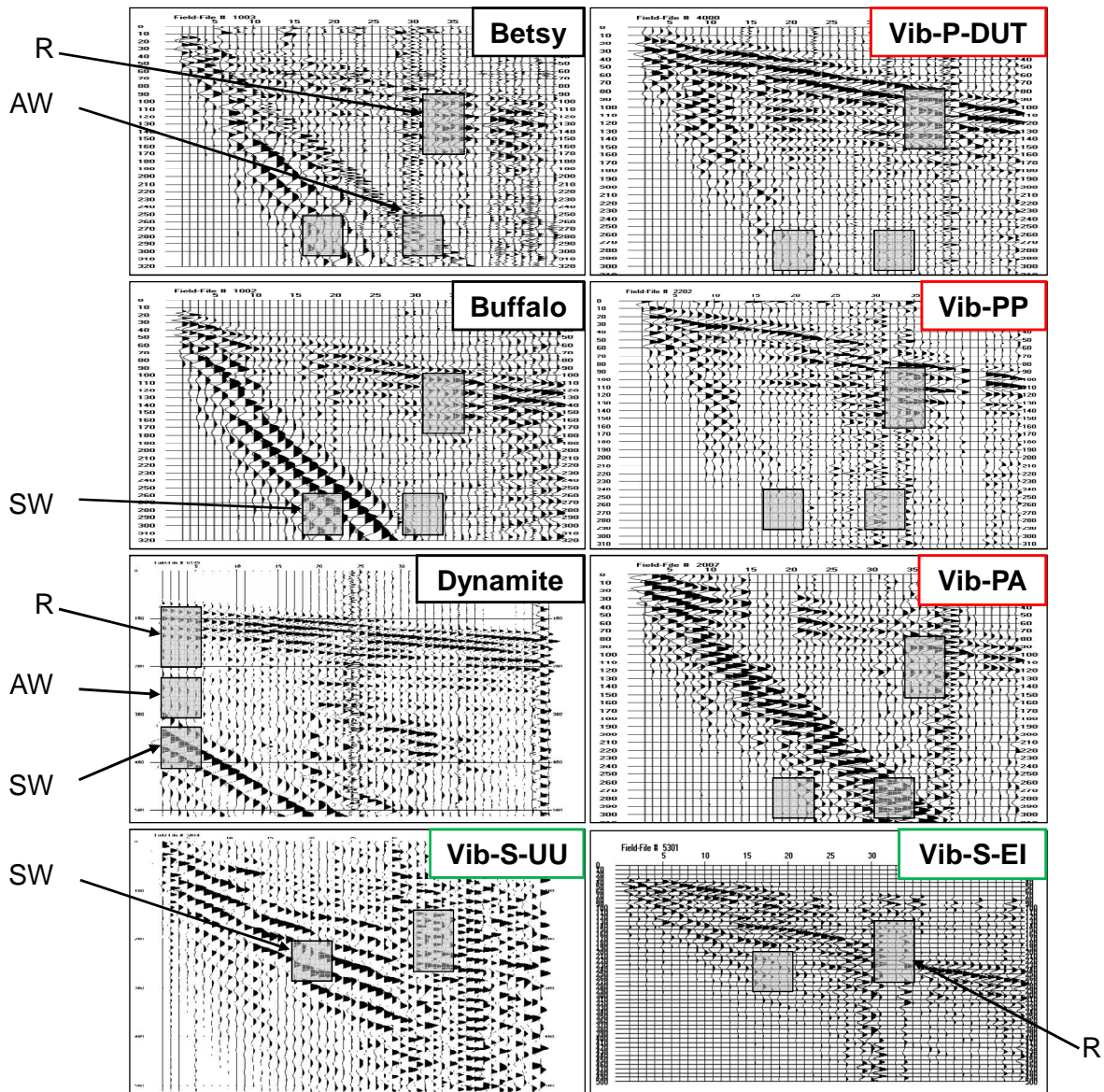
Nous avons défini notre « fonction cible » en fonction des résolutions par rapport aux dimensions de la structure géologique. Ainsi, la résolution en profondeur requise est fixée à  $\delta_r = 25 \text{ m}$  ce qui correspond à la moitié de l'épaisseur de la couche des marnes. La résolution latérale est fixée à  $\delta_x = 35 \text{ m}$  ce qui correspond approximativement à deux tiers de la distance entre les extrémités des cavités C38 et C39. Ainsi, l'obtention de ces résolutions devrait assurer une bonne qualité d'imagerie et de distinguer les deux cavités sur la section sismique.

La fonction cible comprend bien évidemment la portée suffisante du système (i.e. le rapport signal/bruit pour la profondeur de 250 m minimum).

#### V.2.4.1 Résultats

Les enregistrements choisis pour l'analyse avec les zones de prise des SRP sont présentés sur la Figure V.6.

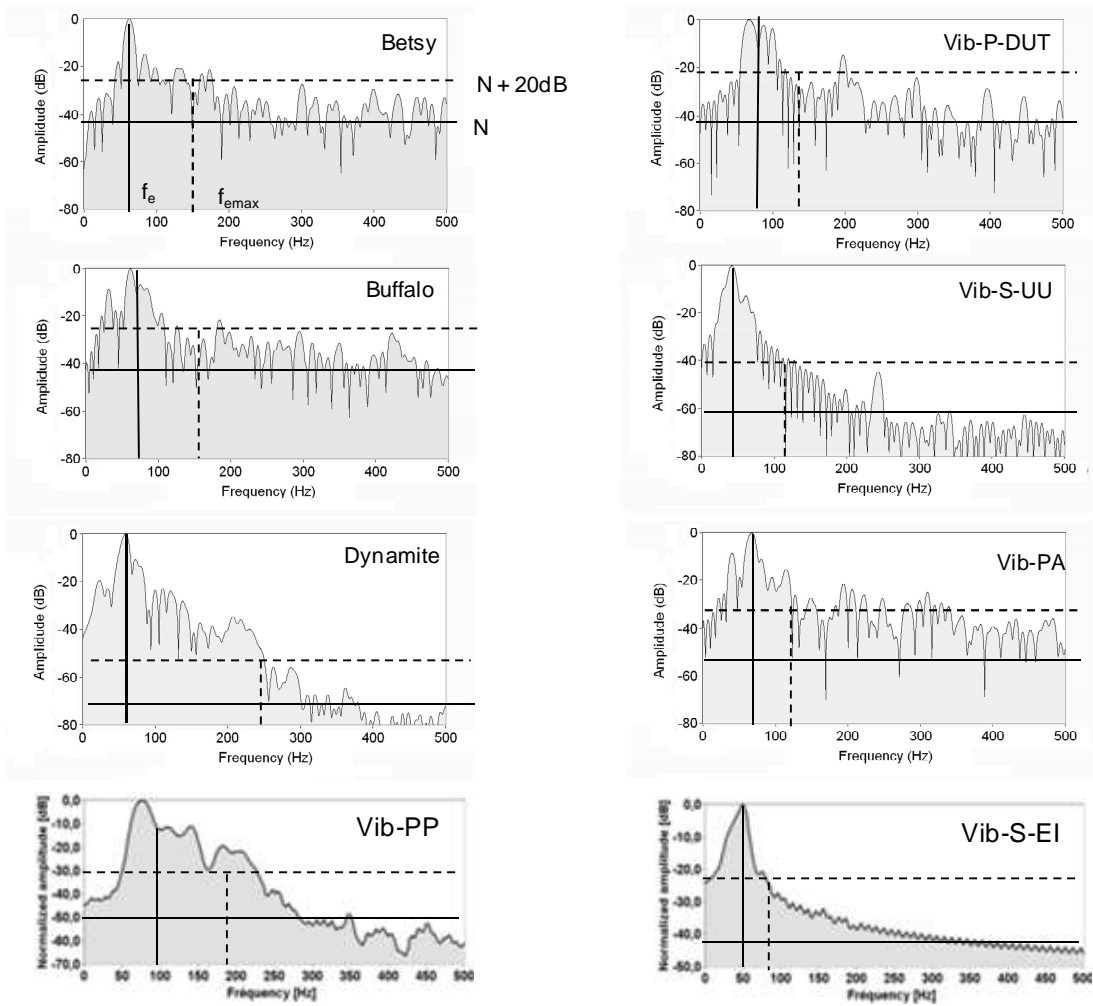




**Figure V.6 :** Enregistrements bruts (sismogrammes) obtenus pour les sources testées. Les rectangles gris indiquent (approximativement) les zones d'évaluation des PRS. Les trames correspondent au type de la source : noir - sources impulsionnelles, rouge - vibrateurs en onde P, vert - vibrateurs en onde S.

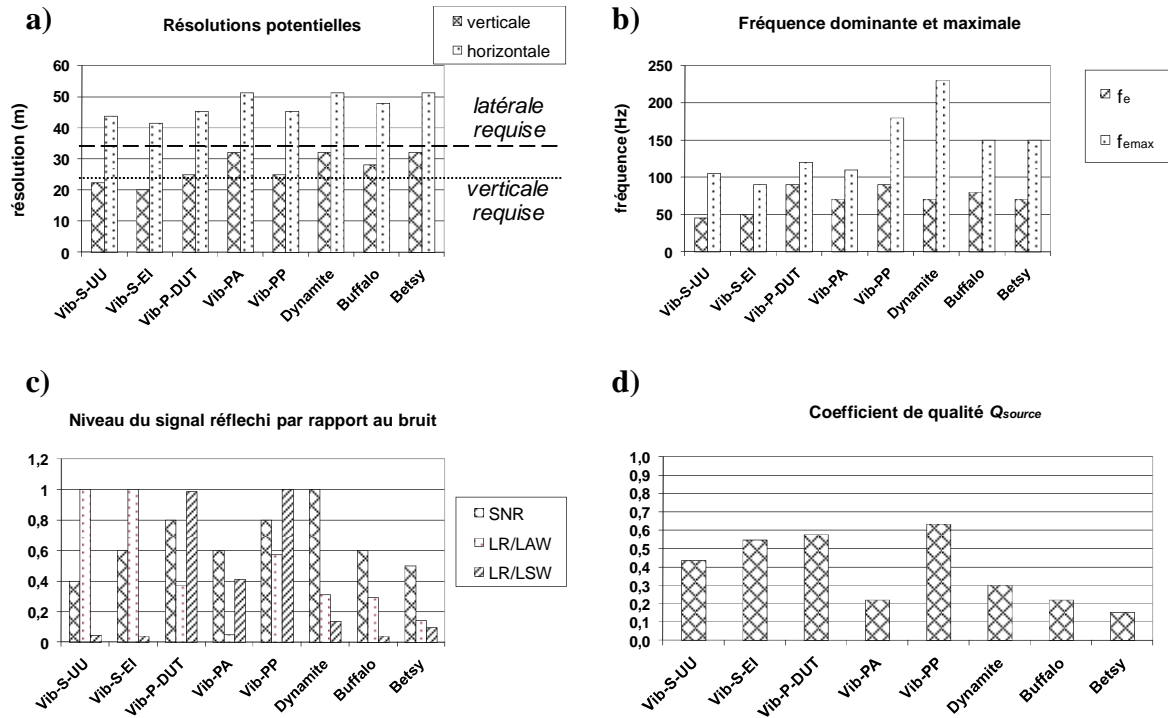
Les différences entre les sources sont biens visibles. On notera en particulier la faible onde de surface générée par les vibrateurs mécaniques et absence de l'onde aérienne sur les enregistrements pour les vibrateurs en ondes S. La différence entre les résolutions (durée du signal) est aussi observée.

Les spectres des signaux réfléchis de la dolomie sont illustrés sur la Figure V.7. L'analyse de cette dernière figure montre que la fréquence dominante  $f_e$  n'est pas nécessairement le meilleur estimateur de la résolution possible, surtout pour les sources impulsionnelles. Etant donnée la marge de sécurité introduite par un rapport signal sur bruit plus ou moins favorable, cette fréquence peut être augmentée lors du traitement. Pour ce faire, nous avons défini une nouvelle grandeur, la fréquence maximale exploitable  $f_{max}$ . Cette fréquence est en effet la fréquence qui correspond au niveau du spectre égal à  $N + 20 \text{ dB}$  où  $N$  est le niveau du bruit. Elle peut être alors considérée comme l'approximation de la bande passante  $B$  de l'ondelette de réflexion. Le graphe pour la source Betsy (Figure V.7) illustre la méthode d'estimation de cette fréquence.



**Figure V.7 :** Spectres d'amplitude des signaux identifiés comme réflexions provenant de la dolomie (D). Les niveaux du bruit estimés et le mode du calcul de la fréquence  $f_{max}$  estimés sont indiqués sur les graphes.

Le résultat de la comparaison des SRP ainsi complétés est présenté sur la Figure V.8.



**Figure V.8 :** Comparaison des paramètres d'enregistrement sismique (PRS) pour les sources testés : (a) Résolution verticale  $\delta_r$  et latérale  $\delta_x$ , avec les niveaux requis (fonction-cible) signalés par les lignes ; (b) Fréquence dominante  $f_0$  (FoR) et fréquence maximale  $f_{max}$  (FoB) ; (c) Niveau du signal par rapport au niveau du bruit aléatoire (SNR), au niveau de l'onde aérienne (LR/LAW) et au niveau de l'onde de surface (LR/LSW) ; (d) Qualité globale des enregistrements  $QR$ .

La section (a) compare les valeurs de résolutions verticales et latérales obtenues aux valeurs « cibles ». La section (b) présente la comparaison des fréquences  $f_e$  et  $f_{max}$ .

Le résultat d'analyse du bruit est présenté sur la section (c).

Finalement, la classification globale de sources, utilisant le paramètre  $Q_{source}$ , est présentée sur la section (d).

#### V.2.4.2 Conclusions intermédiaires

Les résultats obtenus permettent de dégager les conclusions suivantes :

Pour ce qui concerne la résolution et la bande fréquentielle on notera que :

- les signaux traités dans la bande contenant la fréquence dominante fournissent des signaux de résolution comparable. De plus, comme  $f_{e_{max}} / f_e > 1$ , la résolution peut être améliorée lors du traitement ;
- la meilleure résolution est obtenue avec les vibrateurs à ondes S et ceci malgré les fréquences dominantes relativement faibles. Ceci a été possible grâce à la vitesse de propagation des ondes S plus faible que celle des ondes P ;
- la dynamite n'assure pas la meilleure résolution comme nous pourrions l'attendre. En effet, il est connu que la puissance élevée d'une source de type explosive est plutôt concentrée dans les basses fréquences (e.g. Feroci et al., 2000). Les résultats obtenus semblent confirmer cette règle. De ce point de vue, le meilleur compromis puissance/bande fréquentielle du signal émis est obtenu avec la source Buffalo Gun.



Pour ce qui concerne le niveau du signal et le bruit cohérent :

- le meilleur rapport signal/bruit est obtenu avec la dynamite. En revanche, le bruit cohérent (l'onde aérienne) est relativement important ;
- Vib-P-DUT et Vib-PP (vibrateurs à ondes P avec couplage mécanique) se caractérisent par un bruit cohérent faible tant pour l'onde de surface que pour l'onde aérienne ;
- Vib-PA (base sur l'émission acoustique) est évidemment moins silencieux mais génère aussi une onde de surface très forte. Par conséquent, cette source est la pire concernant le bruit cohérent ;
- Vib-S-UU et Vib-S-EI ne génèrent pas d'onde aérienne grâce à leurs propriétés physiques (sources de type dipôle). Ceci constitue un atout rarement souligné. En revanche, l'onde de surface générée est la plus forte.

En général, toutes les sources vibratoires à couplage direct offrent un bon compromis entre le niveau du signal et bruit cohérent. Le vibrateur acoustique Vib-PA constitue un seul bémol dans ce groupe de sources avec les niveaux excessifs d'onde aérienne et de surface.

Il est important de rappeler que les vibrateurs Vib-S-UU, Vib-P-DUT et Vib-PA ont été testés en 2005 et l'analyse complète des résultats a démontré que leurs capacités n'étaient pas utilisés de manière optimale. En effet, plusieurs problèmes ont été identifiés :

- la transmission et le traitement du signal de référence étaient fortement perturbés par le bruit généré par les pompes électriques (50 Hz) et un niveau élevé du bruit ambiant ;
- la puissance de tous les vibrateurs était insuffisante par rapport à la profondeur visée ;
- les vibrateurs ont été couplés au sol d'une route longeant le profil AA. L'analyse des enregistrements a montré que la surface dure et irrégulière de la route introduit une atténuation importante du signal émis impliquant la non répétitivité des émissions ;

Les essais effectués en 2007 ont constitué en effet des mesures supplémentaires, qui devaient tester les deux sources (Vib-PP et Vib-S-EI) dans les conditions prenant en compte les conclusions tirées de la campagne de 2005. Les modifications principales incluent :

- la transmission du signal de référence conçue afin de permettre aux vibrateurs de fonctionner sur les sites caractérisés par un haut niveau du bruit électromagnétique ;
- le temps d'émission et par conséquent l'énergie des vibrateurs ont été doublés. Ceci a été possible grâce au nouveau sismographe StrataVisor ;
- le couplage des vibrateurs a été amélioré en augmentant leur rendement. De plus, la répétitivité des sources a été aussi améliorée. Ceci a été réalisé grâce à l'utilisation du véhicule tout terrain qui stabilisait les sources avec la force d'appui importante ;
- les vibrateurs ont été écartés de la route d'environ 5 m.

En comparant les résultats obtenus avec les sources Vib-P et Vib-S-EI avec les résultats obtenus en 2005, nous constatons que les moyens entrepris ont été efficaces. Ceci est particulièrement visible si on compare ces deux vibrateurs directement avec leurs références (Vib-P-DUT et Vib-S-UU) – tous les **PRS** sont améliorés.

Ceci permet de supposer, que, si les mêmes précautions avaient été prises pour les sources utilisées de la campagne 2005, les différences de performances auraient été probablement insignifiantes.

### V.2.5 Comparaison des sections sismiques

Une section sismique est constituée d'un nombre important d'enregistrements qui subissent un traitement complexe (cf. §I.1.5). L'influence de ce traitement ainsi que la répétitivité de la source sont alors des éléments jouant sur la forme finale de la section sismique. En effet, ces éléments ne peuvent pas être estimés sur la base de l'analyse des enregistrements bruts ; l'analyse doit aussi prendre en compte la comparaison des sections sismiques réalisées avec les sources testées. Ceci était la motivation pour la comparaison des profils obtenus avec de différentes sources.

Les profils test ont été réalisés sur la première partie du profil AA (Fig. V.V.2) pour les distances comprises entre 0 et 300 m (CDP 202 – 402). Rappelons que la partie initiale de ce fragment du profil (0 – 150 m, CDP 202 – 302) peut être considérée sans cavités. La seconde partie (150 – 300 m, CDP 302-402) commence au niveau de la cavité C38 située entre 165 et 240 m de distance (CDP 312 – 362) et se termine au dessus de la cavité C39 située entre 290 – 345 m (CDP 395 – 432).

Tous les profils ont subi le même traitement en CMP (collection en point milieu commun) comprenant les opérations suivantes (cf. §I.1.5) :

- filtrage passe-bande (F1) ;
- mise à zéro des premiers arrivés et de l'onde aérienne (MUTE) ;
- filtrage spatio-temporel (FK1) ;
- déconvolution (D) ;
- correction d'amplitude par mise à l'échelle automatique du gain (AGC) ;
- regroupement en point milieu commun (CMP) ;
- analyse de vitesses (V) ;
- correction dynamique (NMO). La correction est identique pour toutes les sources et constante le long des profils ;
- sélection de la fenêtre d'observation optimale (OOW), i.e. mises à zéro en fonction du déport (OOW) ;
- sommation (STACK) ;
- filtrage fréquentiel après sommation ;
- filtrage spatio-temporel après sommation (FK2).

La séquence ci-dessus est commune pour toutes les sources à l'exception de certaines opérations. Il s'agit notamment du choix des filtres F1 et F2 ainsi que FK et de la OOW, en fonction de la source. Les paramètres de ces opérations ont été choisis de manière à trouver un bon compromis entre la continuité des marqueurs (décroît avec la croissance de la  $f_e$ ) et la résolution (croît avec la croissance de  $f_e$ ).

Le traitement des profils réalisés en 2005 a permis de déterminer la fenêtre optimale d'observation pour la profondeur visée (i.e. entre D et M3). Cette fenêtre couvre les dépôts compris dans l'intervalle 45 – 200 m pour les sources à ondes longitudinales. Par conséquent, cette information a servi pour la conception des mesures durant la seconde campagne en 2007 avec les vibrateurs Vib-PP et Vib-S-EI.

Une comparaison des sections sismiques contenant l'ensemble de traces, est plus délicate qu'une comparaison des tirs individuels. Outre les paramètres quantitatifs qui peuvent être attribuées à une section, l'impression globale ou la « qualité subjective » est aussi importante. De ce fait, nous avons évalué les images en utilisant les critères quantitatifs et qualitatifs :

Critères quantitatifs :

Nous avons défini plusieurs paramètres qui peuvent caractériser la qualité d'une section sismique. Le choix de ces paramètres a été fait de manière à pouvoir comparer les résultats obtenus avec les résultats issus de l'analyse des enregistrements bruts :

- Fréquence dominante de la section sismique  $f_{es}$  choisie comme la fréquence centrale du signal représentant la réflexion à partir de la dolomie pour le point CDP = 270 ;
- Résolution latérale  $\delta_x$  et verticale  $\delta_r$  dans la couche de sel (S1) calculée de manière identique que dans le paragraphe précédent ;
- Profondeur maximale atteinte  $d_{max}$  ;
- Facteur de qualité globale,  $Q_{section}$ , calculé de manière similaire que  $Q_{source}$ , mais le paramètre SNR est remplacé par  $d_{max}$  et les estimateurs du bruit cohérent sont absents. Le facteur de qualité globale est alors très simple :

$$Q_{section} = \frac{d_{max-norm}}{\delta_{r-norm}} \quad (V.4)$$

On notera que plus la valeur  $Q_{section}$  est grande plus la qualité de section est bonne.

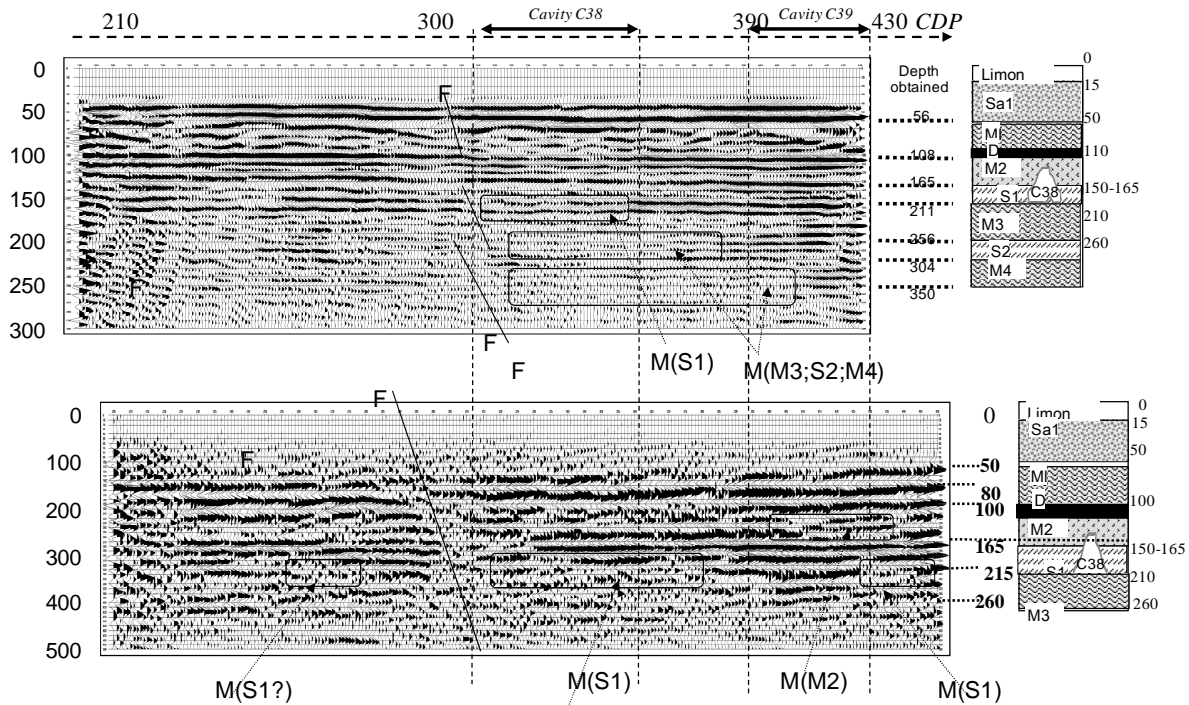
Pareillement à la comparaison des enregistrements bruts, nous avons défini les résolutions en profondeur et latérale requises. Naturellement, leurs valeurs sont identiques à celles définies dans §V.2.4.

Critères qualitatifs :

La qualité des sections a été évaluée de la manière subjective exprimée à l'aide d'un coefficient  $Q_{sub}$ . Il peut prendre trois valeurs reflétant la qualité de la section : bonne (1,00), moyenne (0,66) et mauvaise (0,33). L'appréciation est purement visuelle et concerne la cohérence de la section avec la géologie du site et la continuité de marqueurs. En revanche, la présence (ou absence) des symptômes induits par des cavités n'est pas prise en compte.

**V.2.5.1 Résultats**

Concernant la section sismique pour la source Betsy (Figure V.9.a), La structure géologique attendue est bien visible sur l'image avec un marqueur dominant à une profondeur  $d = 108$ . Ceci correspond à la réflexion conjointe de la base et du toit de la couche de dolomie (D) ; l'épaisseur de cette couche (8 m) étant inférieure à la résolution verticale ne permet pas de distinguer la résolution de la base et de toit. Le toit du sel S1 est détecté à la profondeur de 165 m conformément aux prévisions. On observe sur la section les réflexions correspondant aux interfaces géologiques M2, S1, M3 et S2. Par ailleurs, l'analyse de la section révèle aussi la présence de la faille (F).



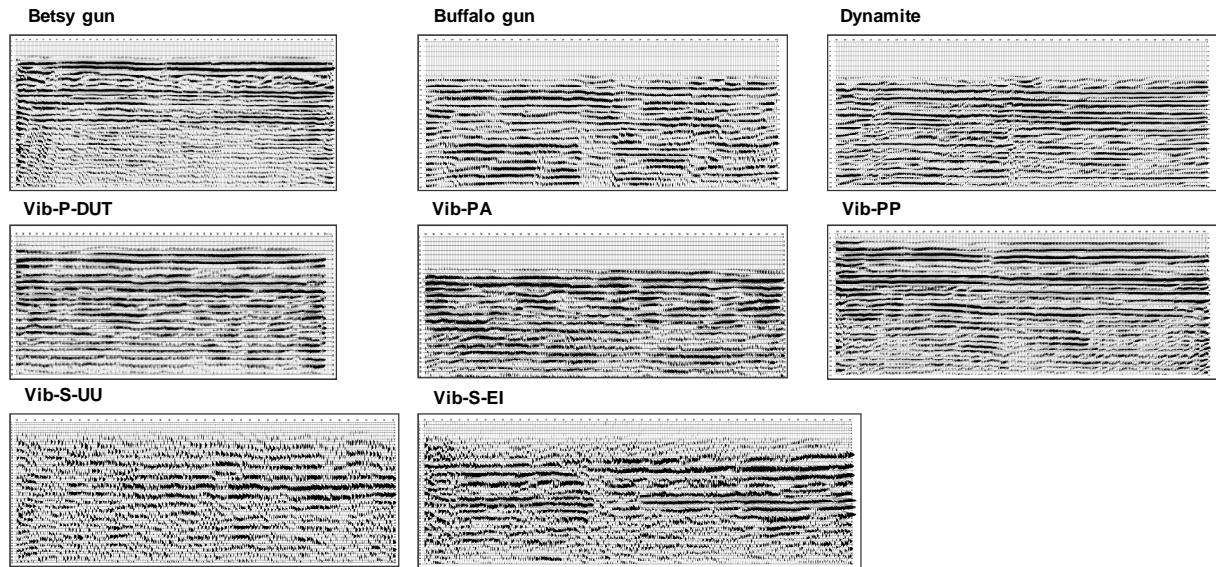
**Figure V.9 :** (a) Section SHR interprétée pour la source Betsy ; F indique la faille. Les perturbations induites par les cavités C38 et C39 sont indiquées. L'effet de masquage du marqueur MS1 (toit sel, base sel) pour la C38. Les deux cavités provoquent le masquage du marqueur M3 et des marqueurs plus profonds. (M(M3 ; S2 ; M4) ; (b) Section SHR interprétée pour la source Vib-S-EI. M(S1?) indique l'anomalie qui peut être provoquée par la cavité C37 effondrée.

La théorie et le retour d'expérience concernant les symptômes de la présence de cavités sur une image sismique sont discutés au Chapitre I.4. Il est néanmoins nécessaire de souligner, que la plupart des applications concernent les cavités vides, les exemples de détection de cavités remplies de liquide sont peu nombreux.

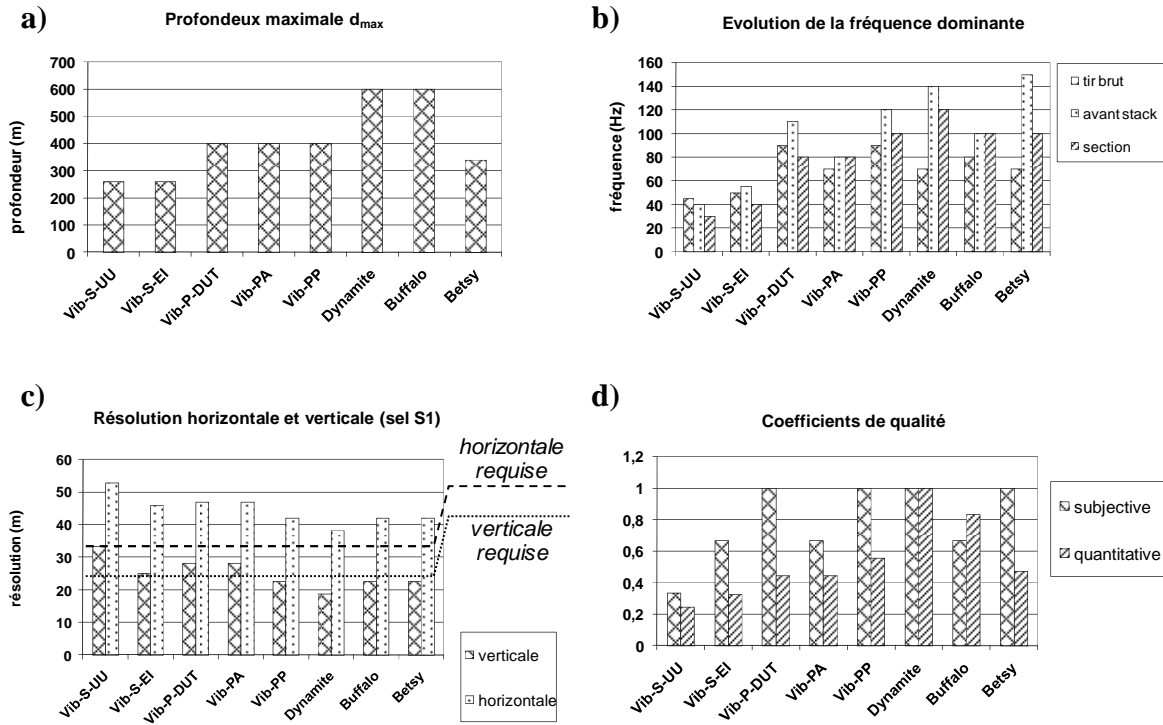
Néanmoins, sur la section sismique nous constatons l'affaiblissement du marqueur S1 (notée sur la figure **M(S1)**) dans l'intervalle CDP 310 – 360. Cette perturbation est bien corrélée avec la position de la cavité C38 elle peut donc être interprétée comme le masquage induit. En revanche la cavité C39 semble de ne pas produire de perturbations importantes au niveau de ce marqueur. En même temps la zone entière de présence de cavités affiche un affaiblissement des marqueurs plus profonds, noté sur la figure par « **M(M3 ; S2 ; M4)** ».

Compte tenu du fait que les ondes transversales ne se propagent pas dans les fluides, les effets de masquage devraient être mieux observables sur une section réalisée avec une source en ondes S. Sur la Figure V.9.b est présentée la section sismique obtenue avec la source Vib-S-EI. A noter que les marqueurs apparaissent avec un retard plus important par rapport à la section Betsy à cause de la vitesse de propagation des ondes S plus faible. Le toit du sel S1 et la dolomie D se situent à des profondeurs conformes à la géologie du site. La faille F est bien visible. La section pour Vib-S-EI présente en effet les perturbations de la base de S1 corrélées avec la position de la cavité C38 ainsi que C39. Malheureusement, la profondeur maximale obtenue  $d_{\max}$  n'est pas suffisante pour observer le masquage des marqueurs plus profonds. D'autre part, l'anomalie notée **M(S1 ?)** correspond à la position du puits W37 et peut indiquer la position de la cavité C37 effondrée au niveau du sel (non observée sur les sections avec les sources en ondes « P »).

Toutes les sections sont présentées sur la Figure V.10 pour une comparaison visuelle. Les images plus claires peuvent être trouvées en Annexe B (Figures B.1 à B.8). Les résultats de la comparaison des estimateurs de qualité des sections sont présentés sur la Figure. V.11. Afin de pouvoir observer le changement de la fréquence centrale du signal de réflexion D, la Figure V.11.b comporte la comparaison des fréquences dominantes  $f_{es}$  pour toutes les sections complétée par les fréquences des enregistrements bruts  $f_e$  et ces mêmes fréquences mesurés sur les enregistrements avant la sommation.



**Figure V.10 :** Comparaison des sections sismiques de test. (en haut) sources impulsionnelles ; (au centre) vibrateurs en ondes P ; (en bas) vibrateurs en ondes S. L'échelle horizontale (CMP) et verticale (temps double) est identique pour toutes les images. Notons que les profils réalisés en 2007 (Vib-PP et Vib-S-EI) sont légèrement plus longs.



**Figure V.11 :** Comparaison des paramètres des sections sismiques : (a) Profondeur maximale  $d_{max}$  ; (b) Fréquences dominantes  $f_{esection}$  (section) comparées aux fréquences  $f_{emax}$  (avant stack) et fréquences dominantes des enregistrements bruts  $f_e$  (un tir) ; (c) Résolution verticale  $\delta_r$  et latérale  $\delta_x$ , avec les niveaux requis signalés par les lignes ; (d) Qualités globales des sections : qualité objective (quantitative)  $Q_{seccion}$  et subjective  $Q_{sub}$ .

### V.2.5.2 Conclusions intermédiaire

L'analyse des résultats obtenus permet de dégager les conclusions suivantes :

Pour ce qui concerne la fréquence dominante  $f_{es}$  et les résolutions obtenues, nous constatons que :

- aucune source ne fournit la résolution latérale souhaitée  $\delta_x < 35 m$ . Cependant, toutes les sources impulsionnelles et le vibreur Vib-PP semblent être acceptables avec les résolutions avoisinant les 40 m ;
- les sources impulsionnelles et le Vib-PP assurent la résolution verticale  $\delta_r < 25 m$  ;
- globalement, la différence entre les résolutions assurées par les différentes sources n'est pas dramatique ; entre les meilleures sources et les pires la différence est d'environ 20% ;
- la fréquence intermédiaire (avant stack)  $f_{eb}$  dépasse toujours la fréquence finale de la section sismique  $f_{es}$ . L'augmentation de la fréquence par rapport aux enregistrements est due au filtrage F1 et à la déconvolution. En revanche l'opération de correction dynamique, la sommation des traces et le filtrage F2 résultent en diminution de la fréquence. Finalement, la résolution de la section finale est plus faible et, dans ce cas, elle avoisine la résolution estimée après l'analyse des enregistrements bruts.

Pour ce qui concerne la profondeur maximale, nous constatons que toutes les sources à l'exception des sources en ondes S, ont permis d'obtenir un signal de bonne qualité jusqu'à la

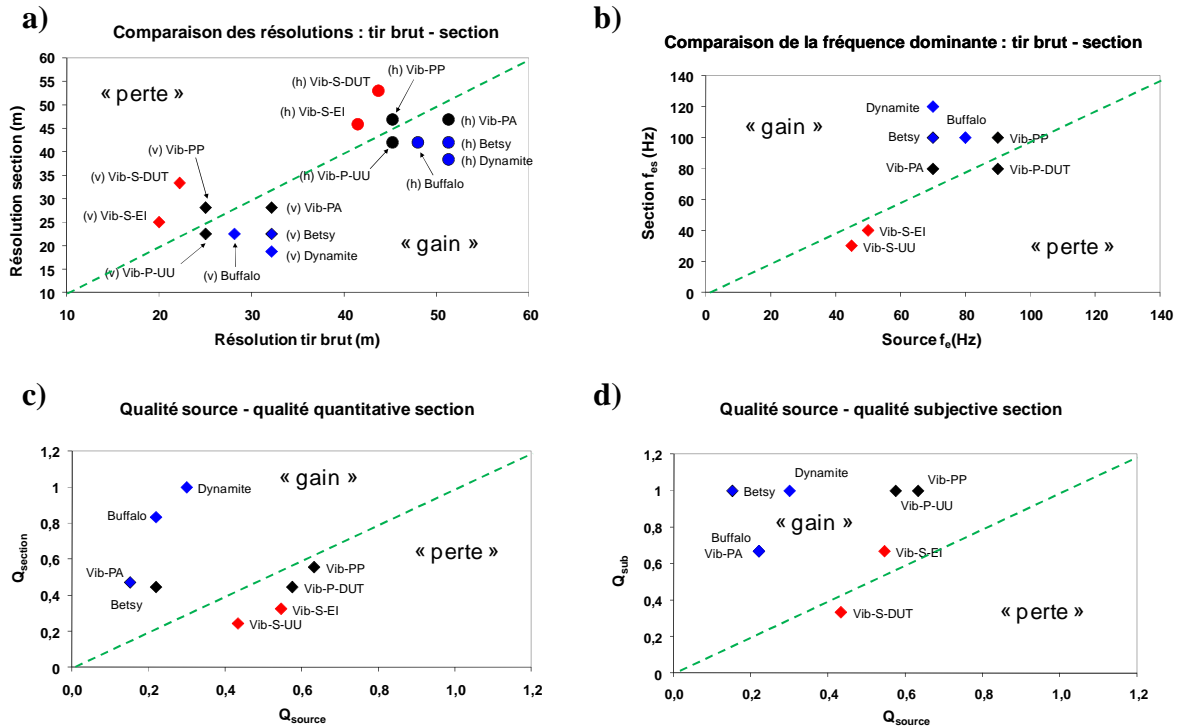
profondeur maximale d'investigation, i.e. 300 m. Cependant, les sources Buffalo et dynamite dépassent la profondeur maximale enregistrée qui est de 600 m.

Pour ce qui concerne les anomalies induites par les cavités (observations non quantifiées) nous constatons que :

- les symptômes directs i.e. les diffractions (cf. I.4.1) sont absentes sur toutes les images ;
- de même que pour la section Betsy, toutes les images comportent des irrégularités et masquage de marqueurs en leurs parties droites, dus probablement à la présence des cavités C38 et 39 ;
- cet effet de masquage est bien visible pour les sources Betsy, Vib-PA, Vib-PP et Vib-S-EI. La propriété commune de ces sources est la répétitivité assurée par leur nature physique (Betsy et Vib-PP) ou par le contrôle du couplage (Vib-PP et Vib-S-EI) ;
- les phénomènes de masquage semblent en effet plus prononcés pour les vibrateurs en ondes de cisaillement (S). Malheureusement, la portée de ces sources s'est avérée trop faible pour une interprétation fiable.

#### **V.2.6 Comparaison des deux méthodes d'évaluation des sources**

Du point de vue d'un géophysicien concevant une campagne SHR, il est intéressant de savoir si les conclusions tirées de l'analyse des enregistrements bruts permettent d'estimer la qualité de l'image sismique. Si la réponse est positive, on pourrait choisir une meilleure source sur la base des tirs individuels, sans passer par la longue procédure de réalisation de profils sismiques de test. Nous tenterons d'éclaircir ce point en analysant conjointement les résultats issus des enregistrements individuels et des profils sismiques (Figure V.12) :



**Figure V.12 :** Comparaison des résultats d'analyse des enregistrements bruts et des sections : (a) Comparaison de la résolution horizontale et verticale ; (b) Comparaison des fréquences dominantes ; (c) Comparaison des qualités objectives ; (d) comparaison des qualités subjectives.

Les paramètres les plus informatifs sont les résolutions (Figure V.12.a) et la fréquence correspondante (Figure V.12.b). Nous constatons que la relation  $f_e/f_{es} \approx 1$  est plus ou moins confirmée. Ceci veut dire que la résolution latérale et la résolution verticale peuvent être estimées par l'analyse des enregistrements bruts.

La comparaison des coefficients de qualité  $Q_{source}$  et  $Q_{section}$  est présentée sur la Figure V.12.c. Pour les sources impulsionnelles et pour Vib-PA, nous observons l'augmentation de la qualité de la section sismique par rapport à la qualité d'enregistrements bruts. Cette tendance est due à un niveau de bruit cohérent, ce paramètre a été pris en compte dans le calcul de  $Q_{source}$  mais il est absent dans la formule de  $Q_{section}$ . Bien entendu, le niveau des ondes aériennes et acoustiques sur les enregistrements reste un paramètre important mais dans ces tests, ces ondes ne coïncident pas avec les réflexions recherchées.

Quant à l'appréciation subjective des sections exprimée par le paramètre  $Q_{sub}$ , nous obtenons  $Q_{sub} > Q_{source}$ . Ceci indique que les sources donnent de meilleurs résultats que prévu. A noter que les sources considérées mauvais (Betsy, Buffalo, Vib-PA, Figure V.8) donnent des sections sismiques de qualité appréciable. Pour Betsy et Vib-PA c'est grâce à leur répétitivité, pour Buffalo c'est sa puissance élevée qui assure un bon résultat final.

Ces résultats suggèrent, qu'une caractérisation fiable de la source sismique ne peut pas être basée uniquement sur l'analyse d'un tir isolé. En effet, un seul enregistrement n'apporte aucune information sur la répétitivité de la source et son analyse ne prend pas en compte le traitement qui conduit à l'obtention de la section sismique. La répétitivité pourrait être vérifiée par l'analyse de plusieurs tirs dans les positions différentes sur le profil de test. Cette approche a été adaptée par Feroci et al. (2000) dans leur comparaison de sources. Quant au traitement du signal, il peut être optimisé en attribuant un « poids » aux paramètres modifiés



et ceux à négliger. Ainsi, la modification de la formule (V.1) de manière à diminuer l'influence des LAW et LSW pourrait bouleverser le classement.

## V.2.7 Conclusions intermédiaires

L'analyse comparative des mesures test réalisés à partir de 8 sources vibratoires et impulsionnelles a permis de dégager les conclusions suivantes :

- les paramètres des sections sismiques s'avèrent similaires aux paramètres correspondants des enregistrements bruts (tirs isolés). Ceci suggère qu'il est possible de concevoir une campagne de SHR sur la base des caractéristiques des sources obtenues avec uniquement quelques émissions test. Néanmoins, afin que cet approche soit valide, il faut assurer la répétitivité de la source sur toute la longueur du profil sismique ;
- comme la détection des cavités se réduit à l'identification des anomalies sur une section sismique, une structure régulière (i.e. sans cavités) doit être présente sur l'image afin de pouvoir distinguer ce qui est une anomalie et ce qui ne l'est pas. Pour cette raison, les paramètres non quantifiables i.e. l'adaptation de la source au site, la répétitivité, etc. présentent une importance aussi grande que les paramètres quantifiables i.e. la résolution, la bande passante etc. Ces facteurs non quantifiables sont généralement ignorés lorsque seule la comparaison des tirs bruts isolés est effectuée. Par conséquent, on peut être amené à des conclusions fausses et faire un mauvais choix. Dans notre cas, les sources considérées peu performantes (Betsy et Vib-PA) permettent d'obtenir des images satisfaisantes en termes de détection de cavités sur le profil test ;
- les sources explosives donnent des images généralement meilleures par rapport à ce qu'on pourrait attendre après l'analyse des tirs, les vibreurs n'offrent pas une grande amélioration. Ceci veut dire, que le comportement des sources vibratoires peut être considéré « plus stable » ou « plus prédictible ».
- les exigences en matière de la résolution étaient difficiles à satisfaire. Seules trois sources dont un vibreur (Vib-PP) ont permis de remplir la « fonction cible » ;
- le cas du Vib-PP est particulier puisque cette source a permis d'obtenir les résultats de meilleure qualité que les Vib-PA et Vib-P-DUT, pourtant comparables. En effet, trois éléments ont été améliorés après les tests 2005 : le couplage de la source, le sismographe et la procédure de choix du signal. Il est certain que chacun de ces éléments a contribué à l'amélioration des résultats. Ce constat est aussi valable pour la source Vib-S-EI bien que l'amélioration de la qualité d'imagerie n'est pas aussi importante ;
- l'imagerie avec les sources à ondes de cisaillement (S) n'est pas satisfaisante. La source Vib-S-EI fournit de meilleurs résultats que la Vib-S--UU, mais reste insuffisante comparée aux sources à ondes longitudinales (P). Ceci est dû à deux facteurs principaux : (i) la surface de couplage de taille très importante diminue l'aptitude à garder une bonne répétitivité, (ii) l'effet de masquage semble plus prononcé que pour les sources P, mais le manque de portée entraînant l'absence de marqueurs plus profonds ne permettent pas d'exploiter cet avantage. Cependant, la source Vib-S-EI est la plus puissante de tous les vibreurs utilisés. Il semble que l'efficacité de transmission des ondes S ainsi que leur atténuation lors de la propagation sont plus nocives que dans le cas des ondes P.

Il est important de retenir est que le choix de la source n'est pas simple ni unique. Des tests au préalable des mesures doivent être systématiquement entrepris afin d'identifier la source la plus adaptée au site et aux objectifs. Dans le cas des tests réalisés sur les cavités salines, il est important de préciser les conditions paramétriques les plus importants :

- si des les tirs sur la route sont favorisés pour la rapidité du travail, la source Betsy est la meilleure, même si sa puissance n'est pas très élevée ;
- si on privilégie la résolution de l'image, la source explosive est la mieux adaptée, mais le coût de son utilisation et le caractère destructif sont prohibitifs. Le Buffalo Gun offre les paramètres comparables mais il est moins coûteux. Les deux sources nécessitent la réalisation des trous de tir, ce qui ralentit la mesure et augmente son coût ;
- si nous nous contentons de la résolution assurée par Vib-PA, cette source permet une acquisition sur la route, moins rapide que Betsy mais à coût négligeable. Cependant, un tir Vib-PA prend jusqu'à 5 minutes (et il est impossible de descendre au dessous de 2 minutes), alors que pour Betsy, il est possible de le ramener à une minute ;
- les vibrateurs « classiques » utilisés correctement, offrent potentiellement la résolution comparable à la dynamite et au Buffalo. Le coût de l'opération en termes d'électricité consommée est aussi faible que pour Vib-PA, mais le déplacement hors de la route ralentit l'opération et le véhicule assurant un poids additionnel est nécessaire pour un bon couplage (le poids du Vib-PA est suffisant) ;
- l'utilisation des vibrateurs en ondes S est équivalente aux vibrateurs en ondes P en termes économiques, mais le temps d'acquisition est légèrement plus élevé et la qualité d'image risque d'être insuffisante.

### V.3 Détection des cavités salines

#### V.3.1 Objectifs et méthodologie

Les profils sismiques réalisés dans l'objectif de la détection des cavités, se situent dans la zone marquée par les pistes 1, 2 et 3 (Figure V.13). Trois profils ont été choisis (AA, BB et CC). L'objectif principal était de détecter les cavités salines situées en-dessous de chacun des trois profils en prenant en compte les conclusions tirées de la comparaison des sources.

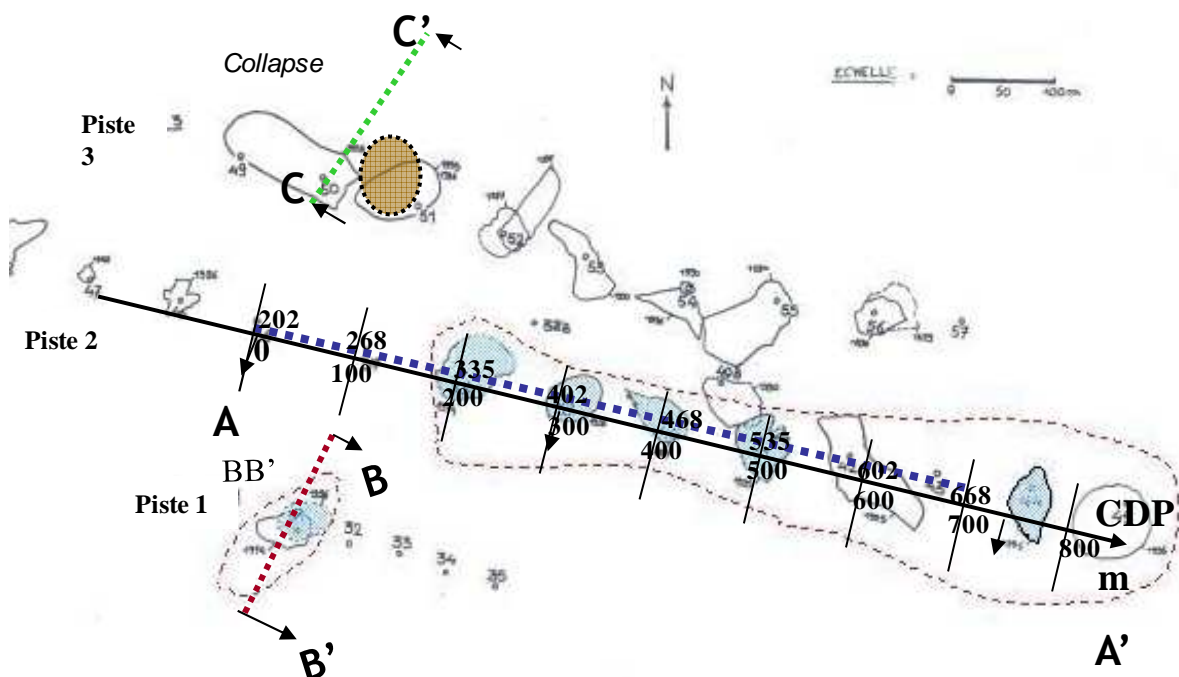


Figure V.13 : Implantation des profils sismiques AA', BB' et CC' sur le site d'Art-sur-Meurthe.

La fenêtre d'observation optimale (OOW) comprend les dépôts entre 45 m et 190 m. Rappelons que l'application de cette fenêtre permet de réduire l'influence du bruit cohérent sur l'image sismique pour les profondeurs d'intérêt (cf. I.3.2). Malheureusement, l'application de cette fenêtre lors du traitement n'a pas été possible pour tous les profils à cause du manque de place nécessaire pour l'installation du dispositif d'acquisition. La géométrie des profils est présentée dans le Tableau IV.1.

**Tableau IV.1** Paramètres des profils sismiques.

	Source	Espacement des tirs et des géophones		longueur (m)	Géométrie	déport	
		(m)	(CDP)			min (m)	max (m)
AA	Vib-PA	3	1,5	600	Tir en bout (OOW)	45	195
BB	Vib-PA	3	1,5	190	Tir en bout Tir au centre	0	200
CC	Buffalo	3	1,5	130	Tir en bout	0	190

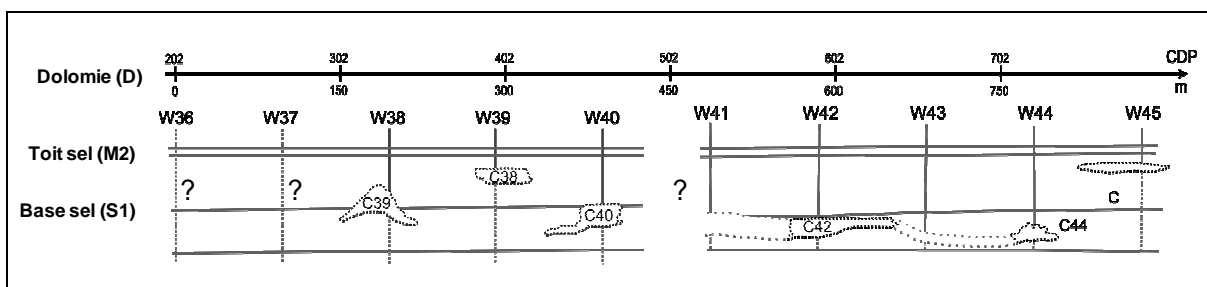
Nous avons constaté que les déports inférieurs (par rapport à OOW) contribuent à une meilleure imagerie des marqueurs moins profonds (M1, D et S1) et les déports supérieurs (au delà de 150 m) permettent une meilleure imagerie des marqueurs plus profonds (M3, S2 et M4). En comparant ceci avec les paramètres d'acquisition présentés dans le Tableau IV.1 nous pouvons alors prédire la dégradation possible des images obtenus pour les profils.

Le traitement du signal appliqué aux données est quasi identique à celui utilisé sur les sections test (§V.2.5). Les différences concernent le choix de la bande passante des filtres et la correction dynamique (NMO). L'introduction de ces différences a eu pour le but de sortir la meilleure information possible par rapport à l'objectif de chaque profil.

### V.3.2 Profil AA

L'objectif de ce profil était de détecter des cavités de forme géométrique et taille variables situées dans des contextes géologiques différents (i.e. profondeurs variables).

Le profil AA est le plus long, son point de départ « 0 » est situé sur la position du puits W36 et son point final est marqué par la position du puits W43. La longueur totale du profil est de 600 m. Les cavités C38 à C42 se retrouvent ainsi sous ce profil. La partie initiale du profil (jusqu'au puits W38) peut être considérée dépourvue de cavités. La diagraphie sonar a été réalisée par l'exploitant pour la plupart de ces cavités (Figure V.14).



**Figure V.14 :** Diagraphie sonar pour les cavités sur le profil AA. L'imagerie n'est pas disponible pour les zones indiqués par « ? ».

Les cavités « cibles » peuvent être décrites comme suit :

- **C38** : située sur l'interface marnes/sel et ayant une forme irrégulière, avec une forme de chapeau. Son extension latérale est assez importante ;
- **C39** : située dans les marnes, près à environ 10 m de la dolomie. Cette cavité est plus petite que la C39 et se caractérise par une forme ovale assez régulière ;

- **C40** : située dans le sel, près de l'interface avec les marnes ;
- **C40B** (absente de la coupe sonar) ;
- **C41** : cette cavité a progressé vers le haut ce qui a entraîné son éboulement partiel. C'est la seule cavité n'étant pas remplie de saumure. A cause de l'éboulement, la cavité est connectée avec les cavités voisines C40B et C42 (située dans le sel, au bout du profil). Ainsi le « trio » des cavités C40B – C41 – C42 devrait induire une perturbation relativement importante sur ce profil.

Pour les cavités absentes de la coupe sonar, elles sont toutes situées dans la couche de sel. Les paramètres connus des cavités sont présentés dans le Tableau IV.2. Ce tableau comporte aussi les coefficients AN calculés pour chaque cavité (cf. §I.4.2 et Eq. I.41). Pour les calculs, nous avons considéré les surfaces circulaires à diamètre  $D$  et la longueur d'onde apparente  $\lambda_{RMS}$  issue de la comparaison des profils de test (§V.2.5) pour la source Vib-PA.

**Tableau IV.2**      *Cavités du profil AA.*

Cavité (puits)	Position				profondeur (m)	couche	remplissage	AN
	début (m)	fin (m)	début (CDP)	fin (CDP)				
38	165	240	312	362	140 - 180	marnes/sel (M2/S1)	saumure	0,73
39	290	345	395	432	120 - 140	marnes (M2)	saumure	0,46
40	365	430	445	489	155 - 190	sel (S1)	saumure	0,50
40B	390	450	460	500	175 - 195	marnes (M2)	saumure	0,29
41	480	540	522	562	130 - 150	sel (S1)	vide	0,55
42	565	660	579	642	175 - 195	sel (S1)	saumure	0,82

Compte tenu des différences dans les caractéristiques des cavités auscultées, la réalisation du profil SHR devrait fournir l'information sur la possibilité de vérifier la nature des perturbations induites sur la section sismique. De plus, certaines cavités n'étant pas vides, la ce profil devait aussi fournir l'information sur la nature du remplissage des cavités à savoir, vide ou remplies de saumure. Les questions posées sont les suivantes :

- est-il possible de détecter toutes les cavités ? Si oui, est-il possible distinguer latéralement les cavités sur l'image sismique ?
- quelle est la précision de la détection ? Comment se compare-t-elle avec les prévisions théoriques ?
- est-il possible de déterminer la nature du remplissage des cavités ?
- est-il possible de déterminer les positions verticales des cavités ?

Le profil a été réalisé en utilisant la source Vib-PA. Ce choix a été basé sur les conclusions tirées des tests des sources. Du point de vue de la résolution, cette source n'est pas la

meilleure mais elle reste acceptable. Les arguments en sa faveur peuvent être résumés comme suit :

- une bonne adaptation aux conditions de terrain et une bonne répétitivité ;
- une puissance suffisante pour visualiser les marqueurs dépassant 300 m (M3) permettant alors d'observer les effets de masquage ;
- la facilité et le coût d'utilisation les plus avantageux parmi toutes les sources. La longueur du profil, comprenant 250 points de tir environ, amène ces propriétés au premier plan ;

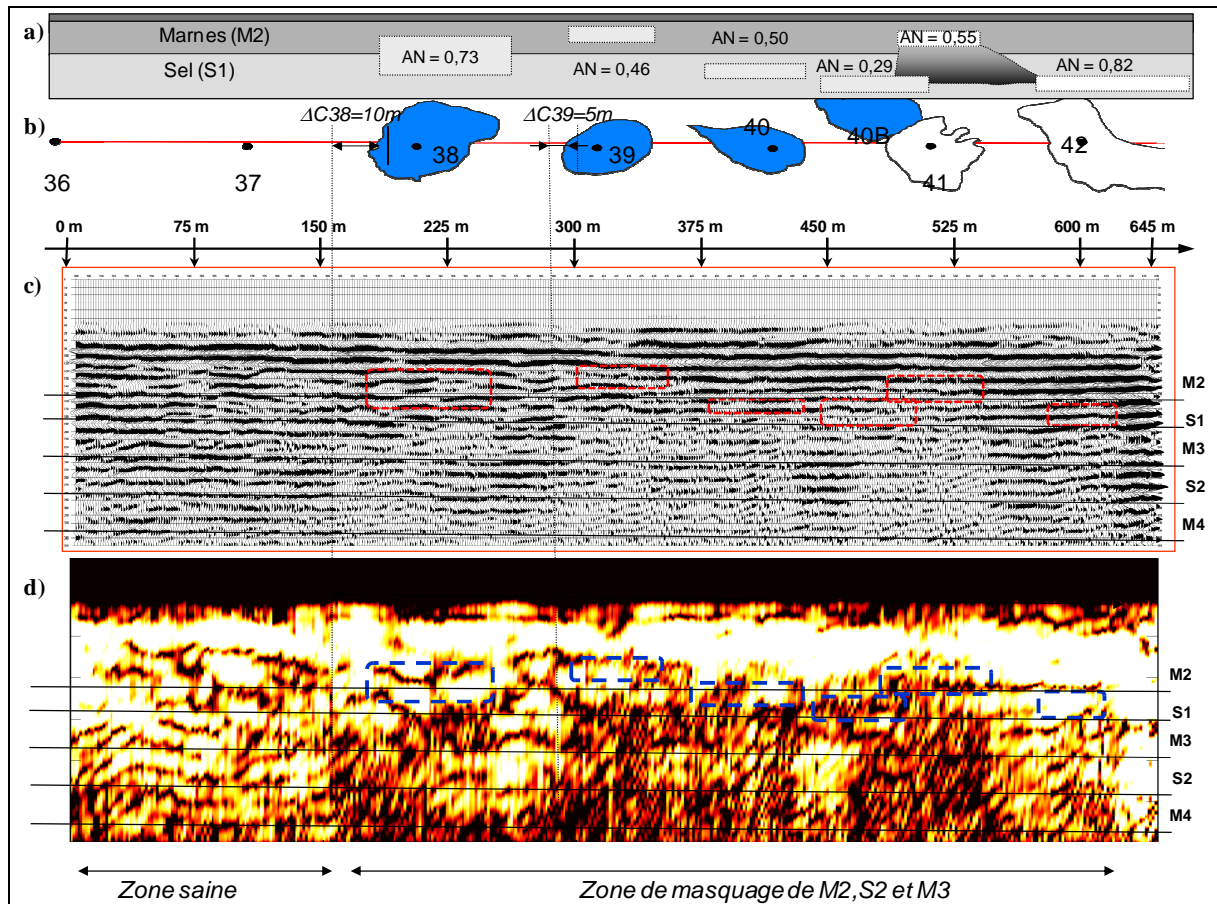
Le pilotage de la source a été réalisé avec la même séquence de sweeps que celle utilisée pendant la comparaison de sources. Certaines conclusions de la comparaison de sources ont été déjà pris en compte et la source a été modifiée afin d'obtenir un meilleur rendement:

- les bords inférieurs de la carcasse de la source ont été aiguisés. Ceci a permis une meilleure étanchéité de la source et par conséquent un meilleur rendement ;
- un signal à balayage fréquentiel (20 – 500 Hz) était émis à chaque position de la source, avant l'émission proprement dite. Ceci a permis de stabiliser la source et améliorer sa répétitivité.

### V.3.2.1 Résultats

La section sismique obtenue pour le profil AA est présentée sur la Figure V.15. Pour plus de clarté, la section sismique « classique » présentée sur la section (c) de cette figure est accompagnée d'une représentation en amplitude instantanée (section d). L'amplitude instantanée d'un signal est le module du signal analytique qui est composé de signal lui-même (partie réelle) et de sa transformée de Hilbert (partie imaginaire). Le résultat est assimilé à « l'enveloppe » du signal, l'influence des ondulations instantanées et des parties négatives du signal (peu visibles sur une section classique) est éliminée. Afin de comparer les résultats, la Fig. V.15 comprend aussi l'information issue des sondages sonar (déjà présentée) i.e. la coupe verticale avec les coefficients AN (section a) et la vue du haut (section b de la figure).

La version agrandie de la Figure V.15 est présentée en Annexe B (Figure B.9).



**Figure V.15 :** Interprétation du profil AA : (a) Représentation schématique de positions verticales des cavités avec coefficients AN calculés ; (b) Section horizontale des cavités (sonar) ; (c) Section sismique obtenue ; (d) Amplitude instantanée de (c). Les rectangles indiquent les positions des cavités.

Toutes les interfaces géologiques principales sont identifiées avec une bonne précision et conformément à la structure géologique du site. Une vue générale de la section révèle un affaiblissement général des marqueurs S1, M3, S2 et M2 dans la zone où se situent les cavités (i.e. à partir de la distance 160 m). Ceci peut être interprété comme l'effet de masquage (cf. §I.4.1). En regardant les deux sections (« classique » et « Hilbert ») nous constatons que :

- la zone comprise entre 0 et 165 m présente quelques distorsions de la structure géologique, surtout pour les marqueurs peu profonds (M2 et S1) mais en général ces marqueurs ainsi que les plus profonds (M3, S2 et M4) sont plus prononcés et plus continus que pour le reste du profil. Les perturbations observées sont sûrement dues aux petites cavités effondrées (C36 et C37) ;
- la zone comprise entre 165 et 600 m qui correspond à la zone d'occurrence des cavités, affiche un affaiblissement général de tous les marqueurs à partir de M2. Néanmoins, nous pouvons observer les fragments de ces marqueurs dans les zones où les cavités sont absentes ; ceci indique une détection positive des cavités avec une résolution suffisante pour les distinguer latéralement.

Les perturbations du premier faisceau de sel (S1) sont généralement peu visibles. Une seule cavité qui perturbe ce marqueur de manière claire est la C41. Il est très probable que le fait qu'elle soit vide, en est la cause. Le masquage induit par une cavité vide est bien plus important que celui induit par une cavité remplie de saumure. De plus, la taille de cette cavité

est la plus importante et elle n'est pas très profonde, par conséquent, son coefficient AN est relativement avantageux à la détection.

Cette cavité est en effet une cible intéressante pour la détection par la SHR ; sur la section « Hilbert » (Figure V.15.d) le symptôme direct (la diffraction des ondes sur le toit) est observable. Rappelons qu'elle forme un « trio » avec les cavités C40B et C42. Le coefficient AN de l'ensemble est proche de 1 nous avons alors un effet de masquage très prononcé.

Quant aux cavités restantes (C38, C39 et C40), le fait qu'elles soient remplies de saumure rend l'effet de masquage moins prononcé. Néanmoins, le masquage peut être observé en particulier sur la section « Hilbert ».

Les résultats obtenus prouvent que la détection des cavités est possible grâce à l'effet de masquage. Quant à la précision de cette détection, nous avons déjà cité les travaux de Léonard (2000) (§I.4.2), qui a constaté que la précision de détection latérale est généralement inférieure à  $2 \cdot \lambda_{\text{RMS}}$  mais peut être meilleure, jusqu'à  $0,5 \cdot \lambda_{\text{RMS}}$  (e.g. si la cavité est située directement sur le marqueur masqué). Dans notre cas  $\lambda_{\text{RMS}}$  avoisine 27 m, nous avons estimé la précision de la détection des extensions latérales des cavités C38 et C39. Cette estimation est faite sur la base de la connaissance de la position exacte des cavités (sondage sonar) qui est comparé à la limite du masquage. Les erreurs de détection ainsi obtenues valent  $\Delta C38 = 10 \text{ m}$  et  $\Delta C39 = 5 \text{ m}$ . Ces résultats sont surprenants puisqu'ils dépassent les prévisions théoriques, surtout celui pour la C39. Il est probable que cette précision est due en partie à un hasard, il faut alors être prudent pour la généralisation de cette interprétation.

La séparation latérale de deux cavités voisines est naturellement possible si la résolution latérale  $\delta_x$  est inférieure à la distance  $d_C$  séparant ces cavités. Comme pour notre cas  $\delta_x \sim 50 \text{ m}$  il n'est pas surprenant que les groupes C38-C39 et C40-C40B-C41 semblent distinguables sur les images mais les cavités entrant dans chaque de ces groupes ne le sont pas. De même, la résolution latérale obtenue est insuffisante pour permettre d'observer l'interconnexion des cavités par les canaux de faible taille (cas de C41 et C42).

La détermination précise de la position verticale est difficile quand il s'agit de tenir compte de l'effet de masquage. En effet, on ne peut attester que la cavité est située au dessus du marqueur masqué, tout dépend de la distance entre les marqueurs consécutifs. En revanche, lorsqu'on peut observer un symptôme direct, la précision est naturellement proche de la résolution en profondeur  $\delta_z$ .

### V.3.3 Profil BB

Le profil BB avait pour l'objectif la détection d'une cavité isolée C31 de la piste 1, sa taille est relativement faible et elle est remplie de saumure. Cette cavité présente la particularité de se situer à la base de la dolomie. De plus, son évolution a entraîné un éboulement, la cavité serait alors partiellement effondrée. Son diamètre d'environ 35 m et sa hauteur de 15 m se traduisent par un coefficient  $AN = 0,22$ . Elle est remplie de saumure avec une vitesse de propagation d'ondes acoustiques est proche de celle des marnes qui l'entourent. Ces facteurs indiquent que la détection de cette cavité sera *a priori* très difficile. A noter que cette cavité a fait l'objet des mesures complémentaires de géophysique (la méthode microgravimétrique et électrique, Driad-Lebeau et al., 2008).

La longueur du profil est de 200 m déployé parallèlement à la piste contenant la cavité C31. Le puits d'extraction W31 se trouve dans la zone centrale du profil. La source utilisée pour les mesures SHR sur ce profil a été le Vib-PA et la motivation de ce choix a été identique que pour le profil AA. Le signal source était pratiquement identique que celui utilisé pour le profil

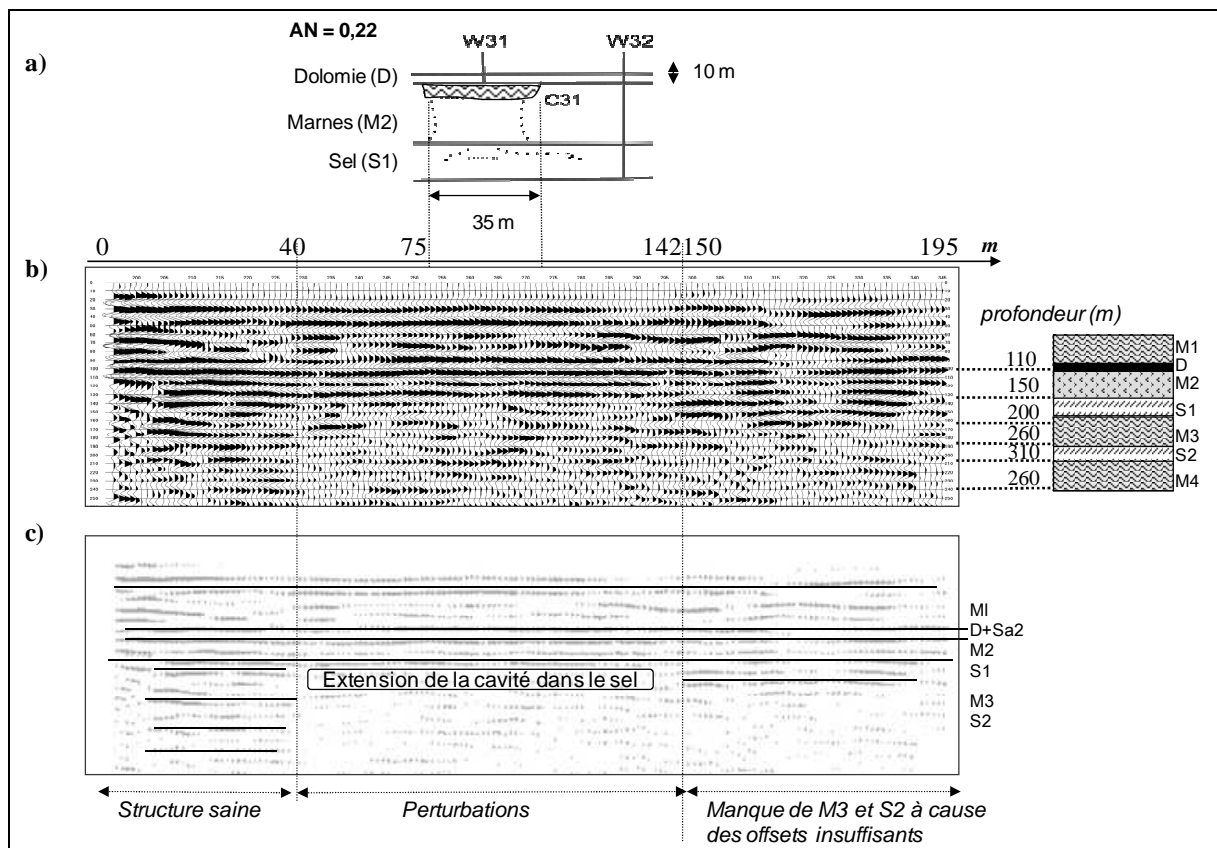


AA mais la résolution obtenue est légèrement inférieure à cause des conditions locales (le sol plus mou).

La géométrie d'acquisition pour ce profil ne pouvait pas être optimale à cause des problèmes d'accès. Par conséquent les premiers deux tiers de sa longueur ont été réalisés avec la fenêtre d'observation optimale, alors que la partie restante a été obtenue avec la source se déplaçant sur l'antenne des géophones fixé ce qui se traduit par le manque des dépôts plus longs. Ainsi, les dépôts optimaux ont été utilisés pour la zone *0 - 150 m* ; pour la zone *150 - 190 m* les dépôts ont été inférieurs alors la dégradation d'imagerie des marqueurs plus profonds sera inévitable.

### V.3.3.1 Résultats

La section sismique obtenue pour le profil BB est présentée sur la Figure V.16.b et l'image sonar de la cavité C31 est apposée sur l'image afin de faciliter l'interprétation (Figure V.16.a).



**Figure V.16 :** Résultats pour le profil BB : (a) Section sonar de la cavité C31. Les pointillés indiquent les traces de progression de la cavité ; (b) Section sismique ; (c) Interprétation de la section (b).

La version agrandie de la Figure V.16 est présentée en Annexe B (Figure B.10).

Nous pouvons facilement distinguer trois zones sur la section sismique :

- zone *0 - 40 m* comporte tous les marqueurs attendus jusqu'à S2 (profondeur 300 m environ) L'image de cette zone sont comparables à la zone sans cavités de l'image obtenue pour le profil AA, nous interprétons alors cette zone comme « saine » i.e. sans cavités ;

- zone **40 - 142 m** se caractérise par l'affaiblissement des marqueurs S1, M3 et S2. Ceci est attribuable aux perturbations induites par la partie effondrée de la cavité suite à sa progression vers la surface. La cavité elle-même ne perturbe pas le marqueur M2. En effet, deux effets se cumulent : premièrement, la cavité est de très faible taille, le coefficient AN est alors faible aussi (estimé à 0,22). Deuxièmement, l'impédance acoustique du saumure est très proche à celui des marnes, nous avons alors un obstacle qui est « acoustiquement transparent ».
- zone **142 - 195 m** : le sel S1 n'est plus perturbé et ceci suggère que la structure devient au nouveau « saine ». Cependant les marqueurs plus profonds (M3 et S2) sont absents, comme s'il y aurait un masquage mais dans notre opinion ceci est provoqué par l'influence des dépôts trop faibles. Pour cette raison cette structure saine au bout du profile est différente de celle observée pour la zone (i).

Nous constatons alors que la cavité C31 n'est pas détectable et ceci confirme le critère minimal de détection  $AN = 0,3$ . Si nous comparons la C31 à la cavité C39, nous pouvons supposer que la C31 serait détectable si son AN était au moins égal 0,4. Au vu de la taille de la cavité C31, cette valeur du coefficient AN nécessite une fréquence dominante  $f_e$  de l'ordre de 120 Hz. Cette augmentation de la fréquence dominante pourrait être obtenue avec des moyens suivants :

- utilisation d'une source qui fournit des fréquences plus élevées, par exemple la Buffalo gun ou Vib-PP (non disponible en 2005). Suivant les résultats de la comparaison de sources, elles permettent d'obtenir aisément les fréquences dominantes d'ordre de 90 Hz et ceci ramènerait AN à 0,26 ;
- changement de la stratégie d'acquisition en diminuant la profondeur maximale d'intérêt  $d_{max}$  à 200 m. Ceci permettrait d'augmenter la fréquence maximale du signal émis par le vibreur  $f_{max}$  grâce à l'atténuation du signal moins importante subie par les signaux reçus. Comme la bande du signal  $B = f_{max} - f_{min}$  ceci est équivalent à l'augmentation de la fréquence dominante  $f_e$  ;
- application d'un traitement du signal (qui comporte d'ores et déjà des fréquences plus élevées) dans une bande fréquentielle plus large.

Bien évidemment, la question qui peut être posée est pourquoi ces moyens n'ont pas été mis en œuvre. En effet, l'utilisation de la source Buffalo (i) et éventuellement (iii) serait plus difficile et coûteuse et ne garantirait pas nécessairement un AN suffisant. Les méthodes (ii) et (iii) permettraient d'augmenter la fréquence dominante et le coefficient AN mais au détriment de l'imagerie des marqueurs plus profonds qui sont importants pour une bonne interprétation des effets de masquage comme nous l'avons vu pour le profil AA. Une solution potentielle serait d'appliquer la source Vib-PP mais celui-ci n'était pas disponible lors des mesures 2005.

### V.3.4 Profil CC

Le dernier profil, désigné CC, est localisé dans la zone d'effondrement. L'objectif principal était de vérifier si possible, la direction de propagation de l'effondrement, qui s'est produit au niveau des cavités C50 et C51, vers la cavité C49 considérée stable. On notera que ce profil n'a pas pour vocation de détecter une cavité mais plutôt d'identifier des changements de la structure géologique qui seraient provoqués par une éventuelle propagation de l'effondrement.

La source utilisée pour la réalisation de ce profil était Buffalo gun. Le choix de cette source repose sur les facteurs suivants :

- la zone d'effondrement étant toujours active, nous avons voulu limiter le temps de mesures autant que possible (profil situé à 30 m du cratère de la zone effondrée). La source impulsionnelle assurait des mesures plus rapides. De plus, elle a été modifiée afin de pouvoir utiliser les trous de tir moins profondes (0,5 m) ce qui a permis de remédier le problème le plus important de cette source constaté lors des tests ;
- le sol dans cette zone étant assez favorable pour le creusement de trous de tir, les trous de faibles profondeurs ont été effectués très rapidement ;
- la résolution obtenue avec la source Buffalo était supérieure à celle obtenue avec les vibrateurs (nous rappelons que le travail discuté a été effectué en 2005) de même que sa puissance. Les deux paramètres semblaient avoir une importance essentielle pour ce profil : la résolution pour la visualisation correcte des changements de la structure et la puissance pour une compensation des problèmes liées à une géométrie d'acquisition non optimale (restrictions impliqués par le travail dans la zone d'effondrement).

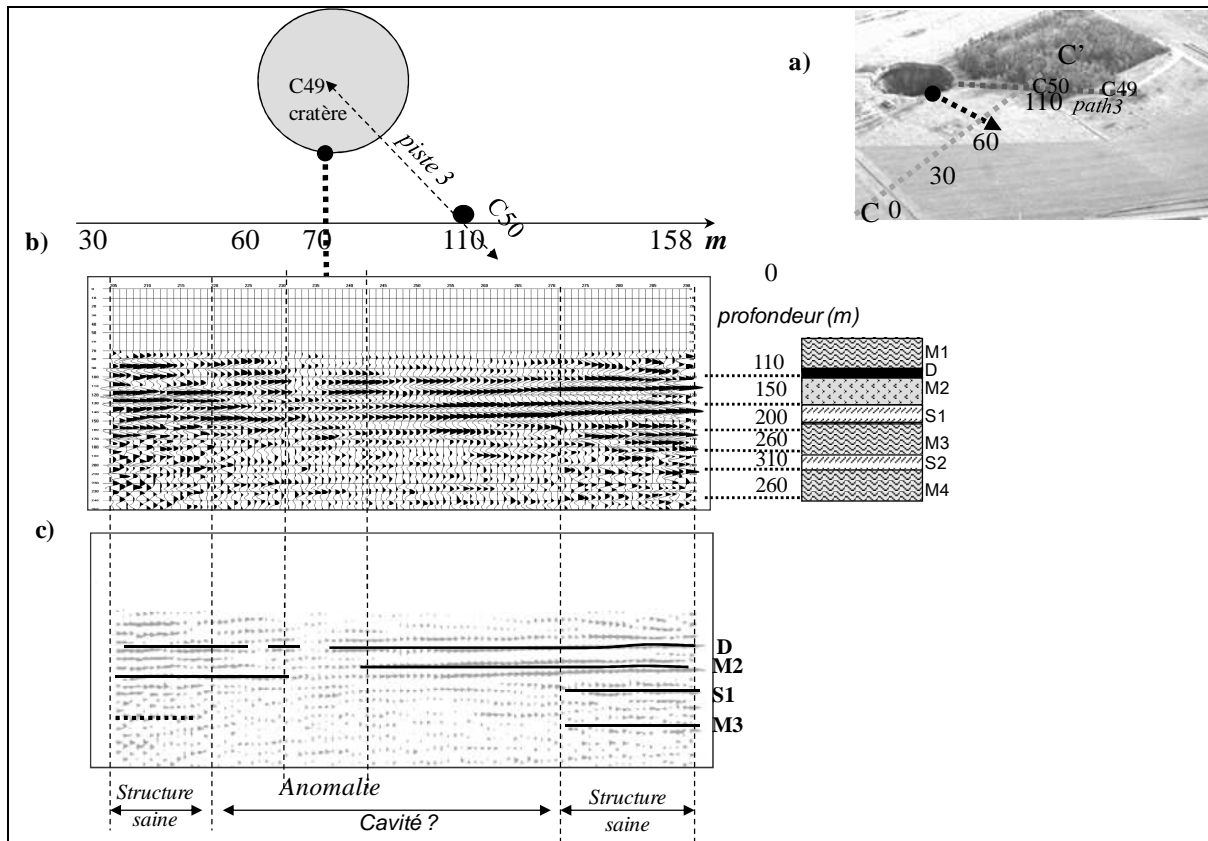
Le profil CC a été réalisé perpendiculairement à piste 3 le long de laquelle l'effondrement de la cavité C50-51 s'est produit progressivement depuis décembre 2004. La distance la plus courte entre le profil et le bord du cratère (pendant les mesures) était de 30 m.

Compte tenu des difficultés d'accès dans une zone forestière, la géométrie d'acquisition n'était pas optimale. L'approche adoptée était l'antenne de géophones fixé avec les points de tir allant d'un bout du profil à l'autre, la position maximale et minimale de la source dépassait les limites du profil d'une dizaine de mètres. L'impact de cette géométrie sur l'image peut être résumé comme suit (cf. aussi I.1.3) :

- dans les extrémités du profil les dépôts élevés sont disponibles mais l'ordre de couverture est faible (rapport signal/bruit faible) ;
- dans la partie centrale du profil la situation inverse s'est produite. L'ordre de couverture est plus important, ce qui améliore la qualité des traces mais les dépôts ont été courts au détriment de l'imagerie des marqueurs plus profonds.

#### V.3.4.1 Résultats

La section sismique obtenue pour le profil CC est présentée sur la Figure V.17.b accompagnée par son interprétation. Figure V.17.a permet de visualiser la situation du profil par rapport au cratère et à la piste 1.



**Figure V.17 :** Interprétation du profil CC : (a) Photographie aérienne de la zone d'effondrement et position du profil ; (b) et (c) Section sismique avec interprétation.

La version agrandie de la Figure V.17 est présentée en Annexe B (Figure B.11).

L'analyse de la section permet d'identifier les phénomènes suivants :

- la perturbation de la dolomie (D) et des marnes (M2) dans l'intervalle **65-75 m**, le plus proche du cratère. L'affaiblissement du signal peut être interprété comme l'atténuation accentuée par les dégradations de la structure géologique (ruptures, cassures, fissures, éboulements). Ces dégradations se traduisent par un risque d'instabilité de cette zone ;
- masquage de la base de sel (S1) et marnes (M3) dans l'intervalle **50-120 m**. Nous ne croyons pas pouvoir donner une interprétation unique à ces phénomènes. Il peut s'agir :
  - soit d'un affaiblissement des marqueurs plus profonds à cause des dépôts plus faibles dans la zone centrale du profil ;
  - soit d'un prolongement des discontinuités observées dans la zone (i) ;
  - soit d'une structure masquant les marqueurs (un couloir souterrain par exemple) ;
- les marqueurs évoqués (S1 et M3) sont visibles au nouveau pour les positions **> 120 m** et **< 50 m**. Ceci indiquerait la structure géologique « saine ». Malheureusement, le rapport signal/bruit est faible dans ces zones à cause du manque des dépôts plus élevés.

L'anomalie (i) correspond à l'existence d'un couloir de communication quasi avéré entre le cratère et le puits W49. Ce couloir ne suit pas la trace de la piste 3 mais est dévié vers le nord. Bien évidemment, il est difficile de donner plus de détails en se basant uniquement sur les résultats des mesures sismiques. L'existence du couloir de communication a été confirmée par l'exploitant du site mais suite à l'effondrement de la cavité C49 provoqué par l'agrandissement du cratère, il est impossible d'y accéder.

### V.3.5 Synthèse des résultats

Trois profils SHR d'une longueur totale de  $1\text{ km}$  environ ont été réalisés dans le site salin à Art-sur-Meurthe. Les conclusions générales peuvent être résumées comme suit :

- toutes les cavités du profil AA ont été détectées grâce aux symptômes **indirects** induits dans les sections sismiques. L'effet le plus prononcé a été l'effet de **masquage** observé pour les marqueurs plus profonds que la cavité correspondante. Le masquage induit par une cavité vide est plus prononcé que celui observé pour les cavités remplies ;
- Le **coefficient AN** qui se révèle très utile dans l'estimation de la détectabilité des cavités. Toutes les cavités détectées de manière incontestable se caractérisent par un AN supérieur à  $0,46$  et la cavité C31 ( $AN = 0,22$ ) n'a pas pu être détecté que grâce aux perturbations de la structure géologique provoquées par son ascension. Ceci confirme le critère de détection déjà évoqué (cf. §I.4.2) qui stipule la valeur de AN supérieure à  $0,35 - 0,5$  ;
- une seule cavité qui a produit des symptômes **directs** (C41) est vide et de taille relativement grande ( $AN = 0,55$ ) ;
- la précision de la **détection latérale** des extensions d'une cavité dépend de sa forme, distance par rapport au marqueur masqué et la longueur d'onde apparente  $\lambda_{rms}$ . Nos résultats confirment les observations citées dans l'introduction (cf. §I.4.2) ; nous avons obtenu la précision d'ordre de  $\lambda_{RMS}/2$  ( $10\text{ m}$ ). Il est nécessaire à souligner que c'est la précision proche aux limites théoriques ;
- la **séparation** des cavités voisines est possible si leurs limites sont espacées par une distance supérieure à la résolution latérale d'image  $\delta_x$ . Cette règle a été confirmée pour le profil AA dont  $\delta_x = 45\text{ m}$  – les cavités espacées de plus de  $50\text{ m}$  sont distinguables alors que celles dont la distance vaut  $30\text{ m}$  n'ont pas été résolues (i.e. l'image donne l'impression d'observation d'une seule cavité de taille plus grande) ;
- la précision de la **détection verticale** est difficile à estimer si l'effet de masquage est utilisé. Dans notre cas les couches géologiques sont de l'épaisseur relativement faible par rapport aux dimensions verticales des cavités. Le masquage d'un réflecteur permet alors de localiser le toit de la cavité dans la couche dont le marqueur masqué est la base, avec une précision d'ordre de l'épaisseur de cette couche ;
- la représentation de la section sismique par l'amplitude instantanée des traces sismiques, utilisée conjointement avec la section « classique » rend l'observation et l'interprétation des perturbations plus faciles ;
- l'interprétation des anomalies sur l'image pour le profil CC aide la compréhension des endommagements subis par la structure géologique suite à l'effondrement.

## V.4 Conclusions sur les investigations SHR

Le travail réalisé dans le site salin d'Art-sur-Meurthe permet de formuler les conclusions suivantes :

- la Procédure de génération et optimisation des sweeps (PGOS) a été appliquée avec succès et efficacité. Cinq sources vibratoires ont été pilotées et optimisées. L'analyse paramétrique des enregistrements bruts a permis de choisir les signaux « optimaux » ;
- en 2005, la PGOS était encore au début de son développement. En 2007 elle était entièrement opérationnelle. La comparaison des résultats obtenus avec les sources comparables (Vib-P-DUT et Vib-PA) révèle une amélioration claire. Cette amélioration est en partie le résultat des modifications ponctuelles du système de pilotage. Or, chacune de ces modifications est due aux conclusions tirées grâce à la PGOS ;
- le travail consacré aux tests des sources a prouvé son utilité. Nous avons pu définir la fenêtre d'observation optimale (OOW) et choisir les meilleures sources sismiques pour chaque profil. De plus, les observations effectuées ont permis de mieux interpréter les résultats obtenus lors de la réalisation de ces profils. En général, le comportement des sources et leurs performances concordent avec les attentes issues des tests des sources ;
- nous avons démontré qu'il est possible de détecter les cavités sur ce site grâce à l'effet de masquage. Notons que cette détection était possible grâce à la connaissance de la structure géologique et à la présence d'une partie exemptée de vides sur les images ;
- le retour d'expérience des tests de sources indique la direction de recherche future et la meilleure procédure à utiliser sur ce site. Il semble évident, qu'un vibreur à couplage direct (comme Vib-PP) est la meilleure solution, mais il est nécessaire d'assurer une bonne répétitivité du couplage source - sol. Sur ce site, ceci peut être accompli grâce à l'opération hors route, mais en général il semble qu'un sol dur n'est pas optimal pour ce type de source, contrairement aux idées reçues ;
- la portée de la source Vib-PP était largement supérieure à celle habituellement attribuée à ce type de sources (dans la littérature on peut trouver les profondeurs de l'ordre de 50 m à 100 m). Ceci a été possible grâce à l'optimisation du signal émis, à l'utilisation des longs sweeps et au stacking ;
- l'utilisation des sources explosives (dynamite, Buffalo) permet d'obtenir les résultats comparables avec le vibreur mais leur utilisation est beaucoup plus difficile ;
- l'effort consacré à l'utilisation de des sources à ondes « S » est beaucoup plus important que celui pour les sources « P ». La répétitivité des tirs est plus difficile à assurer. Et l'efficacité de ce couplage semble aussi plus faible. L'atténuation des ondes « S » est plus importante que pour les ondes « P » et ceci nous oblige à émettre un signal à bande fréquentielle moins élevée, ce qui implique la perte de l'avantage potentiel de la vitesse des ondes « S » moins élevée. Ainsi pour la détection des cavités, il serait intéressant de réaliser les profils AA et BB avec une source à ondes transversales et les interpréter conjointement avec les sections « P ».
- le traitement du signal semble aussi avoir un potentiel important pour assurer la qualité des images sismiques, par exemple les méthodes AVO – AVA pourraient être utiles. Les sections sismiques obtenues montrent, qu'on peut détecter des cavités assez facilement avec la SHR, mais peu d'information peut être déduite sur leurs caractéristiques (forme, extensions, nature du remplissage, position exacte...). Ainsi, caractériser précisément une cavité sur la base unique de l'imagerie SHR est une tâche complexe. L'imagerie doit être alors accompagnée par une modélisation numérique.

# **CHAPITRE VI**

## **EXPERIMENTATIONS SHR DANS LE CONTEXTE DES MARNIERES DE HAUTE NORMANDIE**

*Ce chapitre présente la campagne de mesures SHR réalisée en Haute Normandie dans le contexte des marnières. Ces mesures ont été réalisées avec le système SABAL dans sa version quasi-finale. Après une présentation générale du contexte géologique et des deux sites expérimentaux sélectionnés, les objectifs ainsi que les travaux réalisés sont décrits.*

VI.1	Introduction et objectifs des mesures SHR.....	243
VI.2	Contexte géologique et minier.....	244
VI.3	Mesures SHR.....	246
VI.4	Conclusion.....	261





## VI.1 Introduction et objectifs des mesures SHR

La deuxième campagne de mesures SHR réalisée dans le cadre de ce travail se différencie sensiblement de la campagne dans le contexte salin au regard des contextes géologique et minier. L'assise géologique dans le contexte des marnières est caractérisée par des formations argileuses et de la craie (gisement exploité) fortement atténuantes pour les ondes élastiques.

Quant au contexte minier, les cavités salines sont de dimensions relativement importantes et se situent aux profondeurs de 150 - 200 m. Ces cavités sont parfaitement connues, les mesures SHR ont permis de tester et de vérifier la capacité du système développé. Le cas des marnières est drastiquement différent : les cavités recherchées sont issues d'une exploitation artisanale de la craie tendre qui servait à amender les terrains agricoles pendant des siècles. Elles sont situées à des profondeurs plus faibles (jusqu'à 40 m environ). Leurs positions et caractéristiques restent généralement inconnues (à l'exception de certains sites dits « pilotes »).

Cette campagne SHR pour la détection des marnières a constitué une première occasion pour l'utilisation de la source vibratoire mécanique Vib-PP. Cette source était considérée optimale pour ce contexte et ce, sur la base de résultats des tests présentés dans le Chapitre IV. Nous avons aussi prévu d'utiliser les sources impulsives afin d'anticiper d'éventuelles contraintes qui empêcheraient le Vib-PP de fournir les résultats escomptés.

Le plan de la campagne prévoyait les mesures SHR sur deux sites préalablement choisis : Goderville et Eturqueraye :

- sur le site de Goderville l'objectif était de détecter une cavité qui a déjà fait objet de mesures SHR réalisés par Ecole Centrale de Lille en 2002 dans le cadre d'une collaboration avec l'INERIS (Piwakowski et al., 2006). Le sondage de 2002 a été réalisé avec la source destructive (Buffalo Gun, cf. §V.2.1) qui n'a pas pu être utilisée dans la zone pavillonnaire à proximité des habitations. Par conséquent, le profil sismique réalisé s'est avéré insuffisant.

Les nouvelles mesures sur ce site devaient permettre de réaliser un profil complet grâce à l'utilisation de la source vibratoire, non-destructive permettant ainsi d'accéder aux zones d'habitation. Ils constituaient aussi une opportunité de comparer les résultats avec ceux obtenus en 2002 ;

- sur le site d'Eturqueraye l'objectif consistait plutôt à vérifier les performances de la méthode SHR appliquée à la détection des marnières. La position approximative de la marnière était connue du propriétaire du site mais nous avons choisi de réaliser les mesures en « aveugle ». La position de la marnière nous a été communiquée après les mesures lors de l'interprétation des sections SHR.

Les mesures sur les deux sites ont par ailleurs permis de valider le fonctionnement de la nouvelle source Vib-PP ainsi que de l'ensemble du système de pilotage (système SABAL intégrant la PGOS) dans sa version quasi finale.

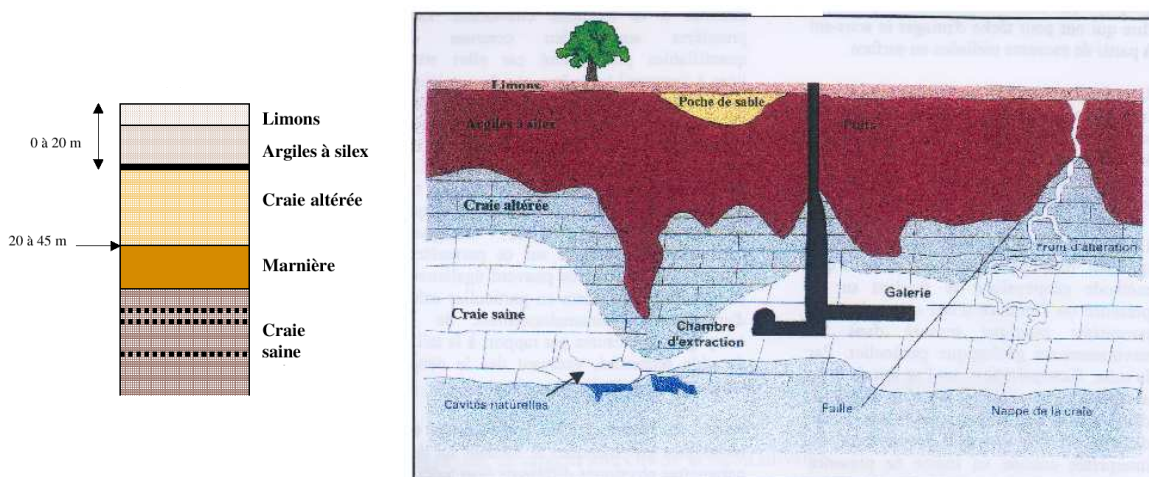
## VI.2 Contexte géologique et minier

Les deux sites pilotes se situent sur une assise géologique composée de calcaire pouvant dépasser plusieurs centaines de mètres de profondeur. Les formations superficielles sont composées d'argile et de limon d'épaisseur variable. La couche calcaire est principalement constituée d'épaisses couches de craie et elle est généralement recouverte d'une couche d'argile à silex qui peut atteindre *10 m* à certains endroits.

Les marnières sont d'origine anthropique dont l'exploitation permettait d'extraire de la craie tendre utilisée pour amender les terrains agricoles afin de compenser leur acidité. Les exploitations démarraient généralement au premier banc de silex dur *4 m* après l'interface argile à silex/craie. Leur profondeur varie de *5 à 70 m* et elle est en moyenne de *25 m*.

La forme et la taille des marnières sont variables. Elles se présentent souvent en deux niveaux voire plus séparés de *5 à 15 m*. Le type d'extraction le plus utilisé est l'exploitation « par puits et par chambres ». Un puits d'environ *1 m* de diamètre puis une galerie horizontale mènent sur une chambre d'où la craie était extraite. Les dimensions de la chambre typique sont de *30 par 15 m*. L'exploitation étant effectuée de manière artisanale, la hauteur d'une galerie ne dépasse pas les *3 m*.

La Figure VI.1 présente la structure géologique moyenne ainsi qu'un dessin schématique d'une marnière.



**Figure VI.1 :** Structure géologique typique de la Haute Normandie (à gauche) et illustration schématique d'une marnière.

L'exemple de la marnière de la Figure VI.1 permet d'illustrer l'irrégularité des interfaces géologiques rencontrée en Haute-Normandie. On note que, l'exploitation de la craie commençait dès la découverte de couche de craie saine. Logiquement, le toit de la marnière se situerait à une profondeur proche à celle de la base de la craie altérée. Nous observons aussi que la structure géologique présente plusieurs anomalies naturelles (zones karstiques, bétoires...).

La densité des marnières sur le territoire normand atteint les *14 marnières par km<sup>2</sup>*. Leurs localisations sont généralement inconnues et qu'à priori, aucune méthode fiable n'existe pas. Compte tenu des faibles profondeurs et le mode d'exploitation artisanal, ces marnières présentent un risque effondrements non négligeable (Figure VI.2).



**Figure VI.2 :** Effondrements de la provoqués par les marnières.

## **VI.3 Mesures SHR**

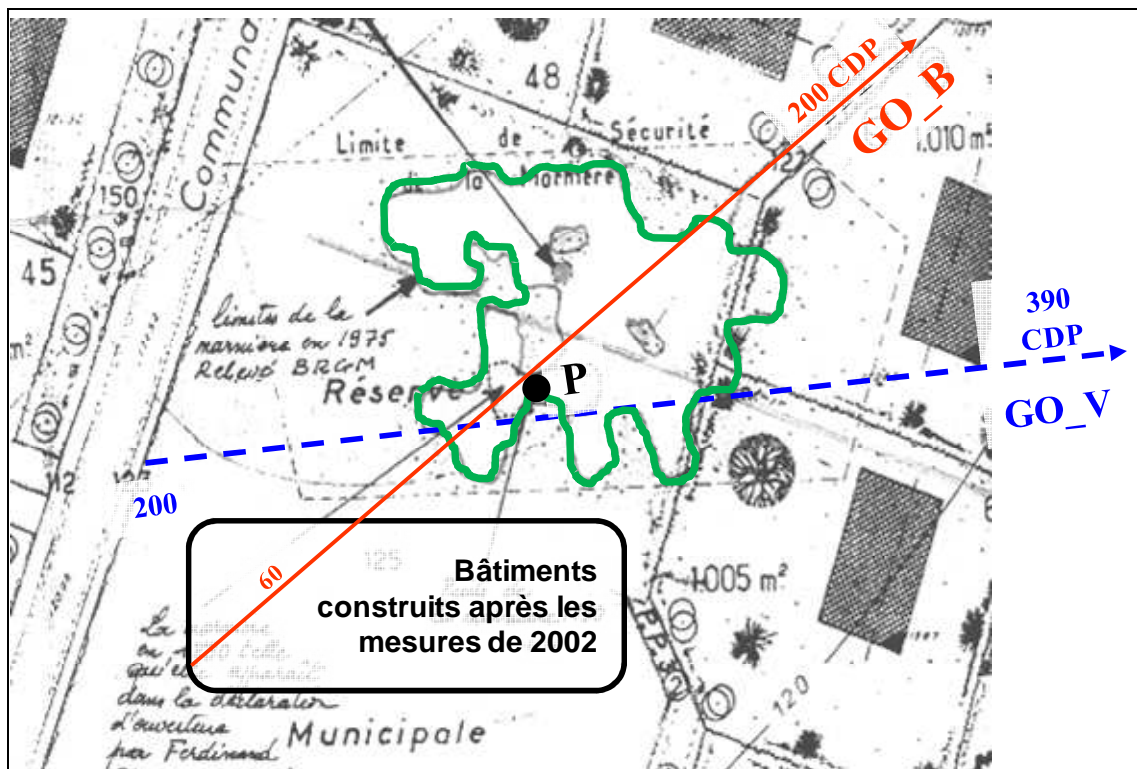
### **VI.3.1 Site de Goderville (76)**

Le premier site expérimental se situe dans la commune de Goderville à environ *30 km* au nord-ouest du Havre. La marnière est située sous une parcelle dans une zone pavillonnaire. Ses contours sont connus grâce à une expertise menée par le BRGM en 1978. Cette expertise a aussi permis de déterminer la profondeur de la cavité (*40 m*) et la hauteur des galeries (*2,5 m* dans la partie centrale, *1,5 m* à périphérie). La marnière est dans un bon état et ne présente aucun risque particulier. Un périmètre de sécurité a été cependant fixé par mesure de précaution.

La cavité a fait objet d'une expérimentation SHR réalisée en 2002 par Ecole Centrale de Lille pour le compte de l'INERIS. Les mesures ont été réalisées avec une source explosive (Buffalo gun) et de ce fait l'imagerie, malgré la qualité satisfaisante, ne donne pas l'information complète sur la marnière puisque la source n'a pas pu être utilisée dans les parcelles entourant la cavité. Les propriétaires des ces parcelles n'ont pas autorisé l'utilisation d'une source explosive dans leurs jardins.

La réalisation des mesures avait pour l'objectif d'obtenir une image sismique de la marnière avec la source vibratoire Vib-PP. Ceci devait permettre d'accéder aux jardins privés afin d'y réaliser les « tirs » et mettre ainsi en évidence l'utilité de ce type de source non destructivité. Par ailleurs, ces mesures constituaient aussi l'occasion de comparer les résultats obtenus avec le système complet (Vib-PP + PGOS) avec ceux de 2002.

Nous avons choisi de réaliser un seul profil sismique, désigné sur la Figure VI.3 comme GO\_V. Il ne reprend pas exactement le tracé du profil utilisé en 2002 (GO\_B), il est incliné de  $30^\circ$  par rapport à ce dernier. Ce changement de la position est du à la construction des bâtiments sur la trace du profil GO\_B, intervenue après 2002. La longueur du profil GO\_B est de *70 m*, le profil GO\_V est plus long (*100 m*).



**Figure VI.3 :** Implantation du profil SHR (GO\_V) sur le site de Goderville. Le profil réalisé avec la source Buffalo en 2002 est indiqué par « GO\_B ». Le contour de la marnière est indiqué par la ligne verte et « P » indique le puits d'accès. Les distances sont indiqués en échelle « point miroir » (1 CDP = 0,5 m).

Suivant la structure géologique « moyenne » des sites et les informations *a priori* (Figure VI.1), nous attendons une interface argile/craie suivie par la craie altérée. La profondeur de la marnière est connue précisément (44 m). La cavité est située dans la craie tendre. Elle est relativement grande et possède une forme assez régulière ce qui se traduit par des conditions de détection favorables. En revanche, sa profondeur est importante.

La Figure VI.4 présente la photographie du site prise suivant le profil GO\_B.



**Figure VI.4 :** (à gauche) Photographie de la zone au-dessus de la marnière de Goderville. Le puits d'accès est visible sur au milieu VI.1 ; (à droite) : source Vib-PP montée sur le quad et appuyé contre le sol.

Comme nous pouvons observer, la surface du sol est assez régulière et permet d'obtenir un bon couplage de la source vibratoire.



### VI.3.1.1 Paramètres d'acquisition sismique

L'acquisition du signal sismique a été effectuée avec le sismographe StrataView (ancien modèle). L'espacement de géophones choisi était de  $1\text{ m}$ . Chaque sismogramme comprend 47 signaux (traces). Le déport minimal ( $d_{\min} = 20\text{ m}$ ) a été choisi pour l'acquisition. Le déport utilisé pour les tests de la source était  $d_{\min} = 1\text{ m}$  lors des tests de la source.

La source Vib-PP a été piloté par le système « SABAL ». La corrélation des signaux était appliquée directement dans le site.

### VI.3.1.2 Choix du signal pour la source vibratoire

Afin de choisir un signal émis approprié, nous avons tenté de mettre en œuvre la procédure de choix du signal la PGOS. Les séquences de test choisis par rapport aux caractéristiques de la source connues sont recensées dans le Tableau VI.1 :

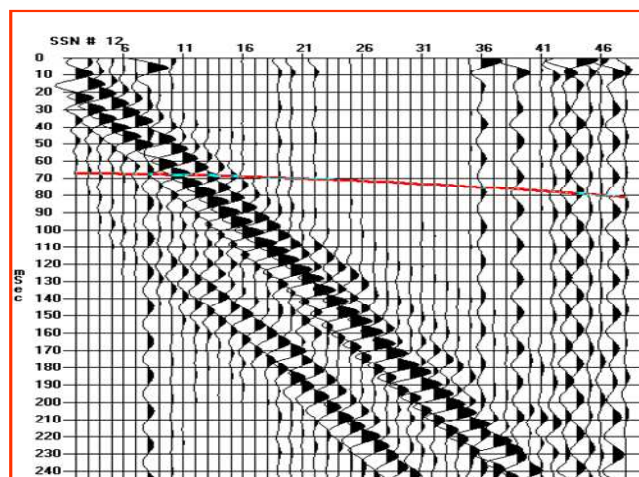
Tableau VI.1 Séquences de test utilisées sur le site de Goderville.

Test		$f_{min}$ (Hz)	$f_{max}$ (Hz)	$f_0$ (Hz)	$T(s)$	$N$	type	corr. 1/C(f)	mod.
Test $f_{min}$	5001	30	170	100	4	10	linéaire	oui	FM
	5002	35	170	103	4	10	linéaire	oui	FM
	5003	40	170	105	4	10	linéaire	oui	FM
	5004	45	170	108	4	10	linéaire	oui	FM
	5005	50	170	110	4	10	linéaire	oui	FM
	5006	55	170	113	4	10	linéaire	oui	FM
	5007	60	170	115	4	10	linéaire	oui	FM
	5008	65	170	118	4	10	linéaire	oui	FM
Test B	5010	40	150	95	4	10	linéaire	oui	FM
	5011	45	155	100	4	10	linéaire	oui	FM
	5012	50	160	105	4	10	linéaire	oui	FM
	5013	55	165	110	4	10	linéaire	oui	FM
	5014	60	170	115	4	10	linéaire	oui	FM
	5015	65	175	120	4	10	linéaire	oui	FM
	5016	70	180	125	4	10	linéaire	oui	FM
	5017	75	185	130	4	10	linéaire	oui	FM

Les séquences de test sont divisées en deux groupes :

- « Test  $f_{\min}$  » : sweeps linéaires à fréquence minimale  $f_{\min}$  variable et fréquence maximale fixé  $f_{\max} = 170\text{ Hz}$ . Ce test permet alors vérifier l'influence d'augmentation de la fréquence centrale  $f_0$  et de la bande fréquentielle  $B$  du signal émis ;
- « Test B » : sweeps linéaires à fréquence minimale  $f_{\min}$  et maximale  $f_{\max}$  variant de manière à maintenir la bande fréquentielle fixé  $B = 170\text{ Hz}$ . Ce test permet alors vérifier l'influence d'augmentation de la fréquence centrale  $f_0$  du signal émis.

Les émissions de test ont été effectuées dans la zone exemptée de marnière. Nous avons ensuite tenté d'analyser les résultats obtenus avec le programme ANSIS suivant la procédure décrite dans les chapitres III et IV. Un exemple d'enregistrement obtenu est présenté sur la Figure VI.5.



**Figure VI.5 :** Exemple d'un enregistrement obtenu brut sur le site Goderville, uniquement onde de surface est observée. La ligne rouge indiquée la position du signal réfléchi (déterminé ultérieurement).

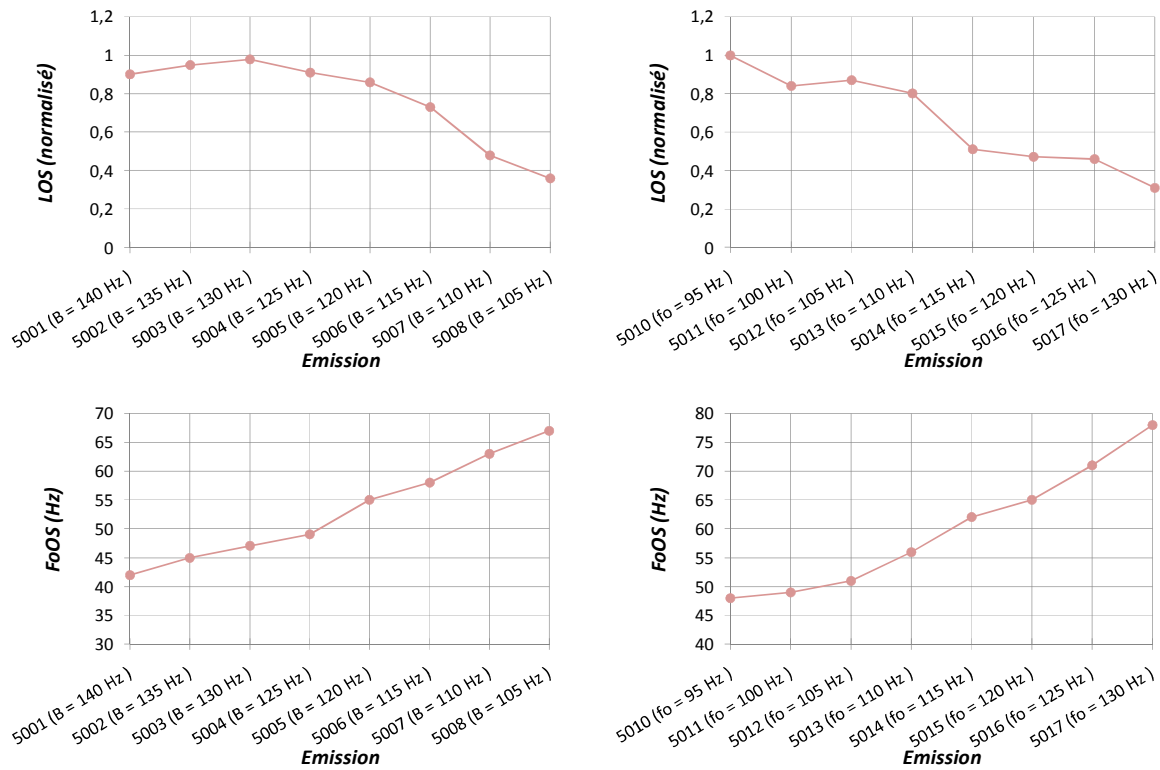
Il faut souligner que tous les sismogrammes de test ont été similaires à celui montré sur la Figure VI.5 i.e. ils sont dominés par les ondes de surface (OS). Par conséquent, il nous était impossible d'identifier un signal de réflexion. L'augmentation de la fréquence dominante du signal émis (un remède naturel dans un tel cas) provoqué en effet l'affaiblissement de l'onde de surface, mais en raison de l'absorption du terrain très forte, le rapport réflexion/OS restait toujours très défavorable.

A défaut de possibilité d'analyser les signaux réfléchis nous avons basé notre analyse sur les caractéristiques des ondes de surface enregistrées. Cette approche est basée sur l'observation des résultats des tests décrits dans le Chapitre IV.2.2. Rappelons que nous avons constaté que :

- le niveau du signal réfléchi (LR) augmente proportionnellement au niveau d'onde de surface (LOS) ;
- la fréquence dominante du signal réfléchi (FoR) augmente aussi avec la fréquence dominante des ondes de surface (FoOS), mais cette augmentation n'est pas linéaire : nous avons observé que  $FoR > FoOS$  (fréquence du signal réfléchi augmente plus rapidement).

Ainsi, nous avons basé le choix du signal source sur l'observation du niveau d'onde de surface (LOS) et de sa fréquence dominante (FoOS). La méthodologie de choix adaptée consistait à choisir un signal source résultant en LOS et FoOS les plus élevées.

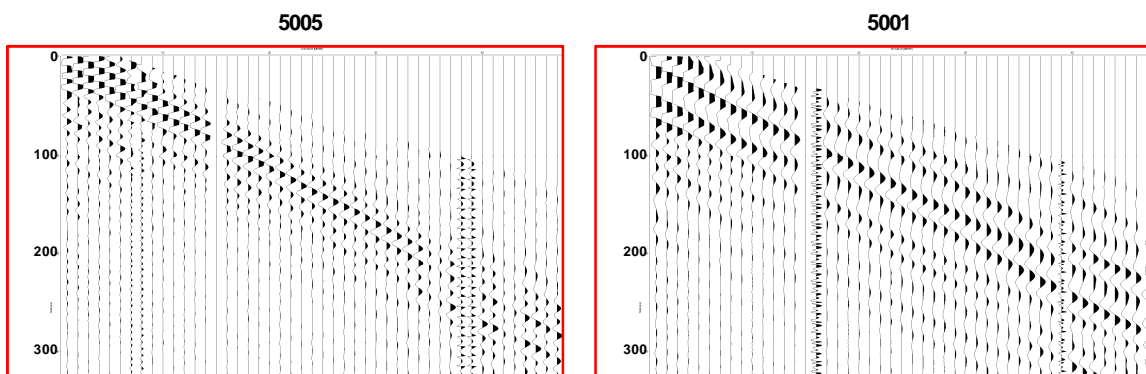
Ces deux paramètres d'enregistrement sismique (PRS) sont présentés sur la Figure VI.6 en fonction du signal émis :



**Figure VI.6 :** Niveau de l'onde de surface en fonction du signal source pour les deux séries de test effectuées sur le site de Goderville.

En analysant la Figure VI.6 nous constatons que le niveau d'onde de surface LOS mesuré est cohérent avec d'autres observations effectuées avec la source Vib-PP. Nous sommes intéressés par le signal réfléchi le plus fort possible : la diminution du niveau d'onde de surface est visible à partir des séquences 5005 pour le test « test  $f_{\min}$  » et 5013 pour le « Test B ». Parmi les séquences résultant en LOS « acceptable », nous choisissons la séquence avec FoOS la plus élevée : la séquence 5005.

Sur la Figure VI.7 nous présentons le sismogramme choisi comparé à un des sismogrammes moins optimaux :



**Figure VI.7 :** Comparaison du sismogramme obtenu avec la séquence choisie (5005) avec celui obtenu avec la séquence 5001. Notons la différence du niveau et du contenu fréquentiel.

Ce choix est fait « en aveugle ». Nous avons supposé que les réflexions seront suffisamment fortes et que leur fréquence dominante (probablement supérieure à 55 Hz) sera suffisante.



### VI.3.1.3 Résultats : sections sismiques

Le traitement de données adopté est le même que celui utilisée pour les données de la campagne dans le contexte salin (cf. §V.2.5). Il a été réalisé en utilisant la technique de la fenêtre d'observation optimale. Rappelons que cette technique consiste à choisir les traces pour le tir en point miroir de manière à minimaliser le bruit cohérent (ici les ondes de surface). Ce choix doit être fait par rapport à la profondeur d'intérêt du sondage. Comme l'analyse de vitesses a indiqué le toit de la craie à la profondeur, nous avons optimisé le traitement pour les profondeurs supérieures à 10 m. Par conséquent, les sections sismiques obtenues sont mises à zéro pour  $t < 30$  ms.

La Figure VI.8 présente conjointement les sections obtenues avec le vibreur Vib-PP et la source Buffalo (2002) afin de mettre en évidence les similitudes et les différences.

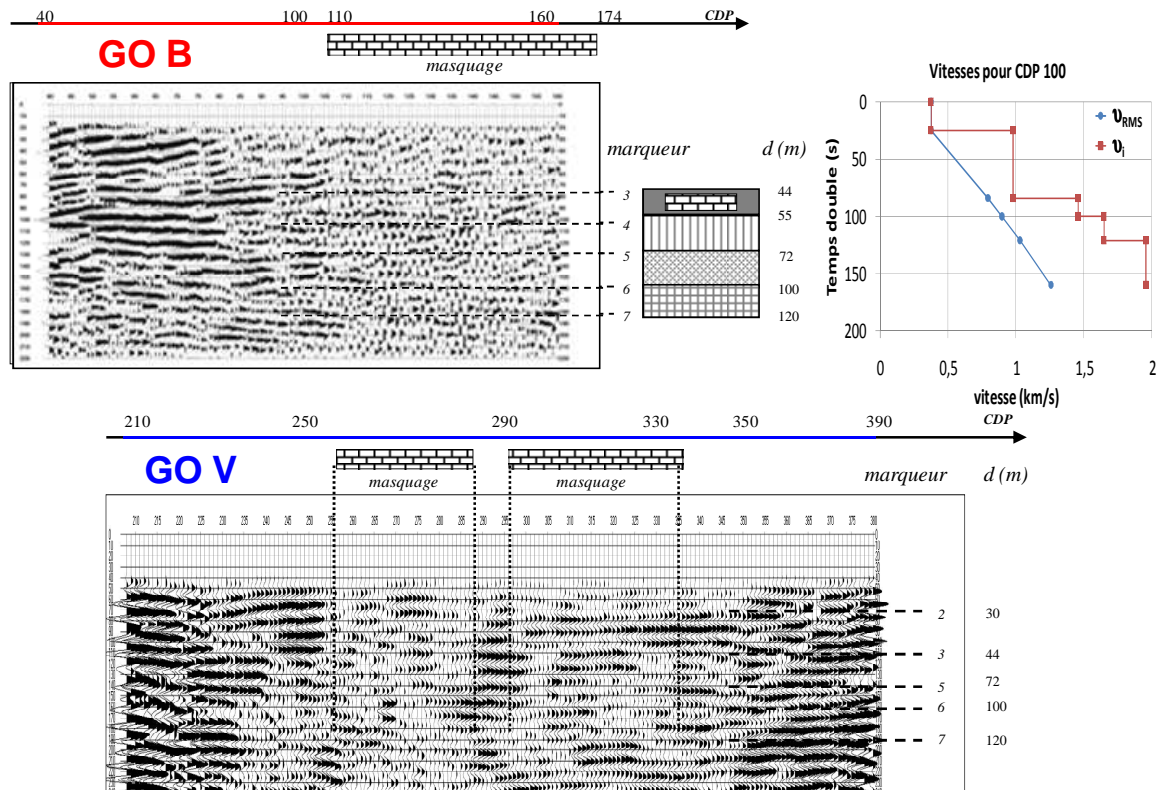


Figure VI.8 : Section sismique pour la source Buffalo (GO\_B, en haut) et la source Vib-PP (GO\_V). 1 CDP = 0,5 m. Les « briques » indiquent les zones de masquage. Les résultats de l'analyse de vitesses pour le profil GO\_B sont montrés, pour GO-V les résultats étaient quasi-identiques.

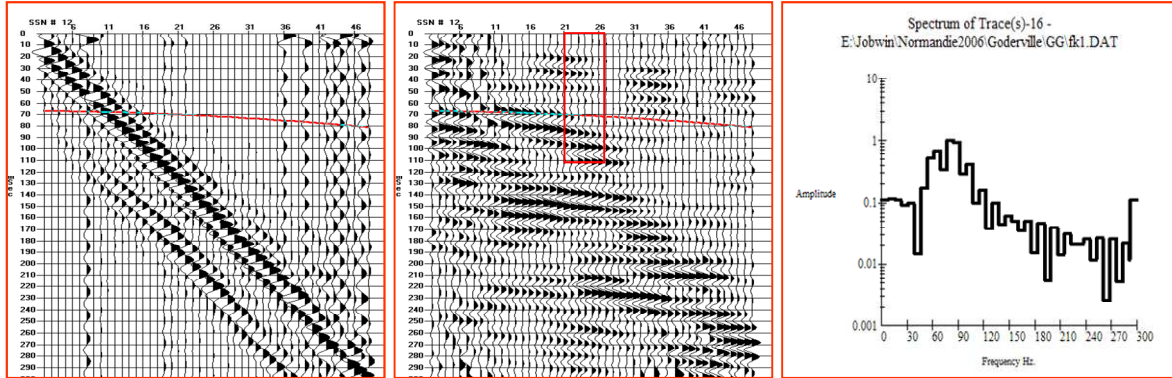
Nous observons sur les sections sismiques :

- pour le profil GO B : la section sismique comprend une zone sans marnière ( $CMP < 106$  et  $CMP > 174$ ) qui constitue la zone de référence, et une zone contenant la marnière ( $106 < CMP < 174$ ). Sa présence se manifeste de manière très claire par les perturbations pour  $CDP > 105$  du marqueur 3 (qui se situe au niveau de la marnière) et le masquage des marqueurs plus profonds 4, 5, 6, 7. La précision de localisation de la carrière est excellente ;

- pour le profil GO V : la marnière se trouve au milieu du profil ( $250 < CMP < 330$ ) et est entourée symétriquement par les zones saines ( $CMP < 250$  et  $CMP > 330$ ). Comme sur la section précédente, la zone de masquage observée sur l'image sismique est bien visible et corrélée avec la position de la marnière. Notons que le masquage est moins prononcé puisque le profil est proche des bords de la marnière ce qui permet de « voir » partiellement aussi le terrain sain. Passage par le terrain sain ( $CDP = 290$ ) est également détecté (réapparition des marqueurs) ce qui témoigne une bonne résolution latérale. Les zones saines qui se trouvent symétriquement sur les deux extrémités du profile révèlent les marqueurs de 3 à 7 observés pour le profil GO\_B et en plus un marqueur moins profond 2.

### VI.3.1.4 Résultats : résolutions obtenues

Les données sur les vitesses d'intervalle ont permis d'attribuer la profondeur de 32 m à l'interface argiles à silex/craie altérée. La Figure VI.9 montre l'exemple du spectre de signal réfléchi :



**Figure VI.9 :** Exemple du sismogramme obtenu avec la source Vib-PP sur le site de Goderville : avant (à gauche) et après l'application du filtre FK. La zone indiquée (approximativement) par le rectangle a servi pour l'évaluation du spectre de réflexions (à droite).

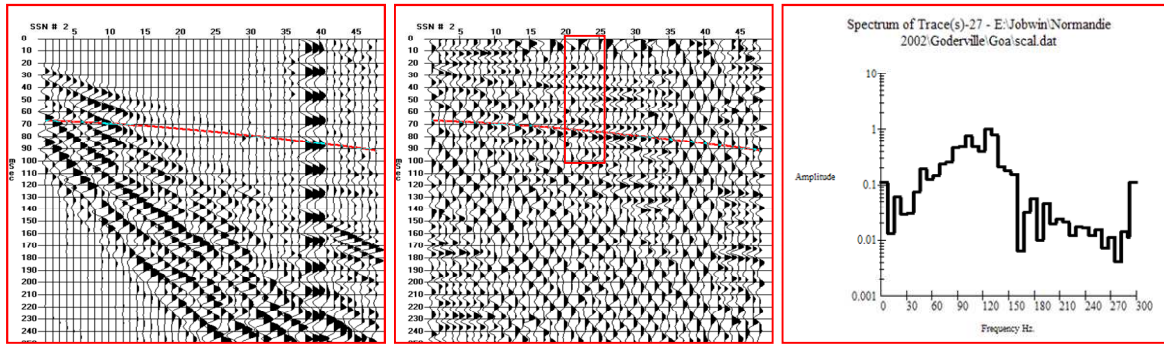
Nous observons que la fréquence dominante de cette réflexion  $f_0$  est de l'ordre de 80 Hz et la bande passante  $B$  est estimée à 70 Hz. En utilisant la définition de la résolution liée à la bande passante (cf. Chapitre (cf. II.4, Tableau II.3) nous trouvons la résolution temporelle comme suit :

$$\delta_r' = \frac{1}{2 \cdot B} = \frac{1}{2 \cdot 70 \text{ Hz}} = 7,14 \text{ ms} \quad (\text{VI.1})$$

La résolution en profondeur dans la couche de craie (3) peut être estimée grâce à la connaissance de la vitesse intervalle  $v_i = 1100 \text{ m/s}$  :

$$\delta_r = \delta_r' \cdot v_i = 1100 \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot 7,14 \text{ ms} = 7,6 \text{ m} \quad (\text{VI.2})$$

Afin de comparer ces résultats à ceux obtenus avec la source Buffalo en 2002, nous allons calculer la résolution obtenue avec cette source. La Figure VI.10 montre un exemple de signaux obtenus:



**Figure VI.10 :** Exemple du sismogramme obtenu avec la source Buffalo : avant (à gauche) et après l'application du filtre FK et de la correction automatique de l'amplitude (AGC). La zone indiquée par le rectangle a servi pour l'évaluation du spectre de réflexions (à droite).

La fréquence centrale enregistrée pour Buffalo a été plus élevée  $f_0 = 120 \text{ Hz}$  ainsi que la bande passante  $B = 100 \text{ Hz}$ . L'analyse de vitesses pour cette source a permis de déterminer les vitesses intervalle quasi-identiques à la source Vib-PP ce qui permet de calculer :

$$\delta_r = \delta_r^t \cdot v_i = 1100 \frac{m}{s} \cdot \frac{1}{2 \cdot 100 \text{ Hz}} = 5,5 \text{ m} \quad (\text{VI.3})$$

En se basant sur une autre définition de la résolution (par rapport à la fréquence dominante, cf. §II.4), nous trouvons pour la source Vib-PP :

$$\delta_r = v_i \cdot \frac{1}{2 \cdot f_0} = 1000 \frac{m}{s} \cdot \frac{1}{2 \cdot 80 \text{ Hz}} = 6,85 \text{ m} \quad (\text{VI.4})$$

et pour la source Buffalo :

$$\delta_r = v_i \cdot \frac{1}{2 \cdot f_0} = 1100 \frac{m}{s} \cdot \frac{1}{2 \cdot 120 \text{ Hz}} = 4,58 \text{ m} \quad (\text{VI.5})$$

Comme nous pouvons le constater les valeurs obtenues par les deux méthodes sont proches et toujours meilleures pour la source Buffalo. Ces valeurs sont aussi meilleures que celles obtenues sur le site salin (Chapitre V) grâce à la vitesse d'intervalle beaucoup moins élevée.

Le Tableau VI.2 recense les paramètres profils sismiques réalisés. La résolution est indiquée selon le critère « moins optimiste » (la bande fréquentielle  $B$ ).

**Tableau VI.2 :** Résumé des paramètres des profils SHR.

Profil	Source	Géophone (Hz)	$\Delta x$ (m)	Longueur (m)	fréquence dominante $f_0$ (Hz)	Bande fréquentielle $B$ (Hz)	Résolution $\delta_r$ (m)	AN	Profondeur de la manière $d$ (m)
GO B	Buffalo	100	1	75	120	110	5,5	1	45
GO V	Vib-PP	28	1	100	80	70	7,6	1	

### **VI.3.1.5 Conclusion intermédiaire**

La marnière de Goderville constitue une cible assez « facile » pour la SHR (sa grande extension et la profondeur faible résultent en coefficient AN égal à 1, même pour la bande fréquentielle des réflexions relativement faible). Néanmoins, l'apport de la source Vib-PP est incontestable. Elle a permis d'obtenir une image plus complète, à moindre coût et sans nuisances pour l'environnement.

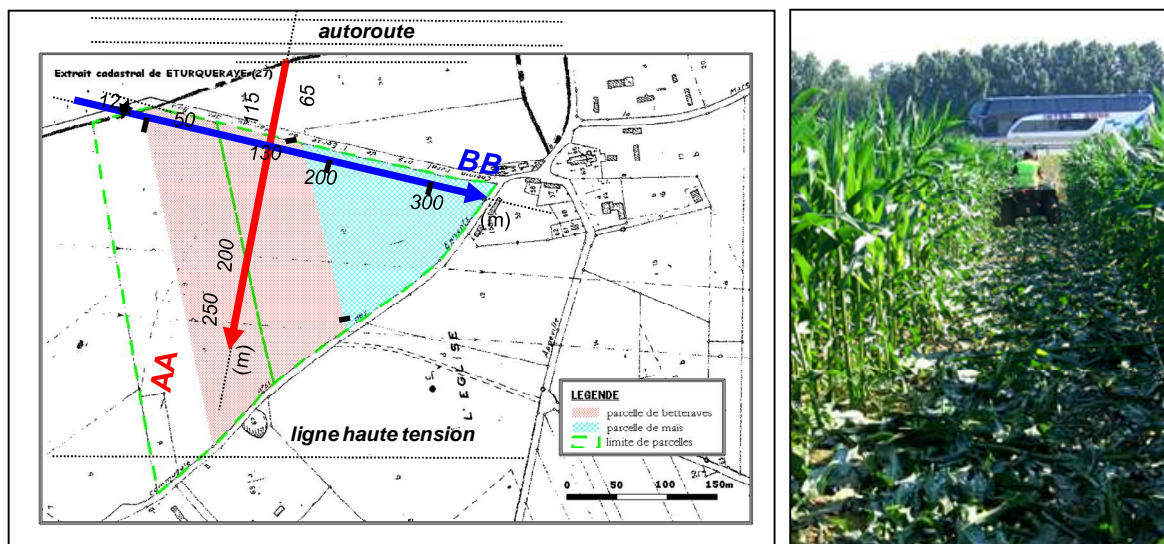
Il convient de rappeler qu'une tentative de détection de cette marnière par la SHR avec le vibreur Vib-P-DUT (cf. §V.2.1) a été réalisée dans le passé (A. Bitri du BRGM, communication personnelle). Ces mesures ne seraient pas achevées et seraient interrompues sur site après les premières émissions à cause du manque des réflexions dans les enregistrements bruts dominés par les ondes de surface. Ceci prouve que notre approche originelle pour le choix du signal sur la base d'analyse des ondes de surface a été efficace.

### VI.3.2 Site d'Eturqueraye (27)

Le deuxième site expérimental est situé dans la commune d'Eturqueraye, à environ 40 km à l'ouest de Rouen. Il s'agit d'une marnière exploitée sur un étage sous une parcelle agricole (champ de betteraves et de maïs). Dans le cadre du programme de recherche, nous avons souhaité limiter la transmission des informations relatives à la marnière afin d'éviter l'autosuggestion lors des mesures et de l'analyse des données. Par conséquent, sa position exacte ne nous a pas été communiquée avant les mesures ; la réalisation des profils sismiques sur ce site constituait alors un « test en aveugle ».

Nous avons choisi d'effectuer les mesures SHR sur deux profils perpendiculaires AA et BB, d'une longueur de 250 m et 300 m environ. L'emplacement de ces profils a été optimisé sur la base de quelques indications non exhaustives du propriétaire de l'endroit où la marnière pourrait se trouver.

La Figure VI.11 présente la position des profils sur la parcelle ainsi qu'une photographie de prise lors de traçage d'un des profils.



**Figure VI.11 :** Implantation des profils SHR (A-A) et (B-B) sur le site d'Eturqueraye et la photographie suivant le profil A-A ; l'autoroute A 13 est visible dans le fond.

Notons les particularités de ce site : une ligne haute tension à une extrémité du profil AA et l'autoroute A13 sur l'autre extrémité. En pratique ceci signifie que les mesures risquent d'être perturbées par le bruit électromagnétique et acoustique. Le profil BB étant parallèle à l'autoroute, est le plus « vulnérable ».

#### VI.3.2.1 Choix de la source sismique

Le protocole initial des mesures prévoyait l'utilisation de la source vibratoire (Vib-PP) sur ce site et les sources impulsionsnelles (Betsy et Buffalo gun) étaient en réserve.

Lors des premiers tests, nous avons constaté les difficultés importantes empêchant d'utiliser la source Vib-PP. Le problème principal venait de la ligne haute tension qui perturbait le système de transmission du signal de référence. De plus, l'atténuation de la couche superficielle s'est avérée largement supérieure aux prévisions.

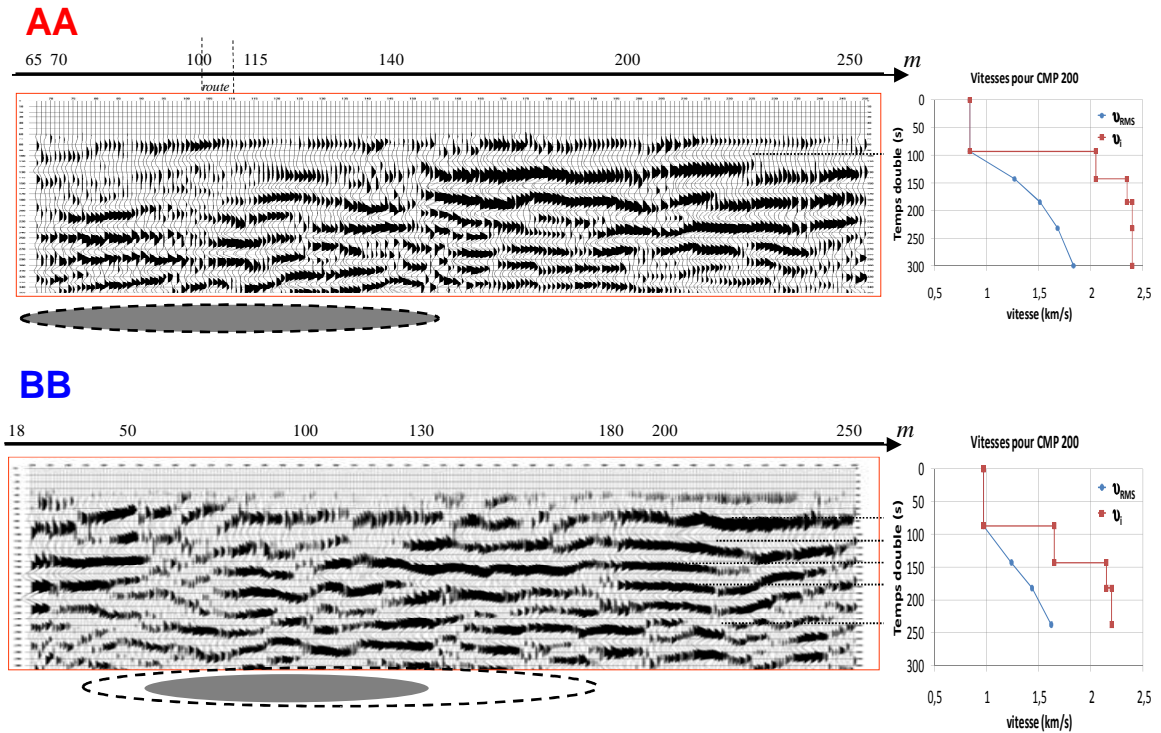
Nous avons finalement décidé de ne pas utiliser de la source vibratoire sur ce site en nous contentant d'utiliser la plus puissante de nos sources impulsionsnelles, la Buffalo gun. En effet, elle était la seule source permettant d'observer les signaux réfléchis directement sur les tirs bruts.



### VI.3.2.2 Résultats : sections sismiques

Les paramètres d'acquisition étaient quasiment identiques à ceux du site de Goderville. La seule différence concerne l'espacement de géophones choisi qui était de 2 m. Le traitement de données pour toutes les sections sismiques a été quasi-identique à celui utilisée pour les données de Goderville.

Les sections sismiques obtenues pour les profils AA et BB sont présentés sur la Figure VI.12. Comme pour Goderville, nous présentons les sections mises à zéro pour  $t < 50$  ms (traitement suivant la technique OOW).



**Figure VI.12 :** Sections sismiques pour les profils AA et BB avec les résultats d'analyse des vitesses. Les zones de perturbation du marqueur à 39/42 m sont indiquées par les ellipses en pointillées. Les perturbations des marqueurs plus profonds sont indiquées par les ellipses grises.

Nous observons que la qualité des sections obtenues est assez mauvaise et ce, pour les deux profils. L'effet de la fréquence dominante et bande fréquentielle faibles est bien observée sur les sections : la résolution en profondeur est assez faible. Nous parvenons à distinguer entre les marqueurs consécutifs sur les deux sections mais il faut tenir compte que l'interprétation risque d'être erronée.

Notre interprétation se concentre sur l'analyse d'anomalies observées :

- **Profil AA :** nous observons une perturbation prononcée du marqueur à 39 m dans l'intervalle 65 - 115 m. L'effet de masquage est visible pour le marqueur sous-jacent. Ceci peut être interprété comme la perturbation induite par la marnière.
- **Profil BB :** L'analyse des vitesses pour ce profil a donné des résultats différents que pour le profil AA. Le même marqueur est trouvé à 42 m sur cette section et il est perturbé sur une grande partie de la section (30 à 180 m). L'analyse du marqueur sous-jacent (à 58 m) permet de rétrécir la zone de perturbations à l'intervalle 50 - 100 m. La marnière est susceptible de se trouver dans cette zone.

L'analyse des vitesses intervalle a été très utile pour ce cas et permet d'apercevoir un contraste de vitesses sur la profondeur entre 39 et 42 m. La vitesse y retrouve (entre 1700 et 2000 m/s) correspond à celle de marnes. Ceci suggère que la marnière devrait être située sur la profondeur supérieure 40 m. Les anomalies des marqueurs plus profonds seraient alors indicateurs de la présence de la cavité.

La présence des marqueurs plus profonds sur les deux profils (absence du masquage total comme observée pour la marnière de Goderville) et la nature des perturbations dans la couche de craie suggèrent qu'il peut s'agir d'une marnière effondrée ;

### VI.3.2.3 Résultats : résolutions obtenues

La Figure VI.13 présente les effets d'application du filtre FK qui a permis l'estimation du spectre des réflexions :

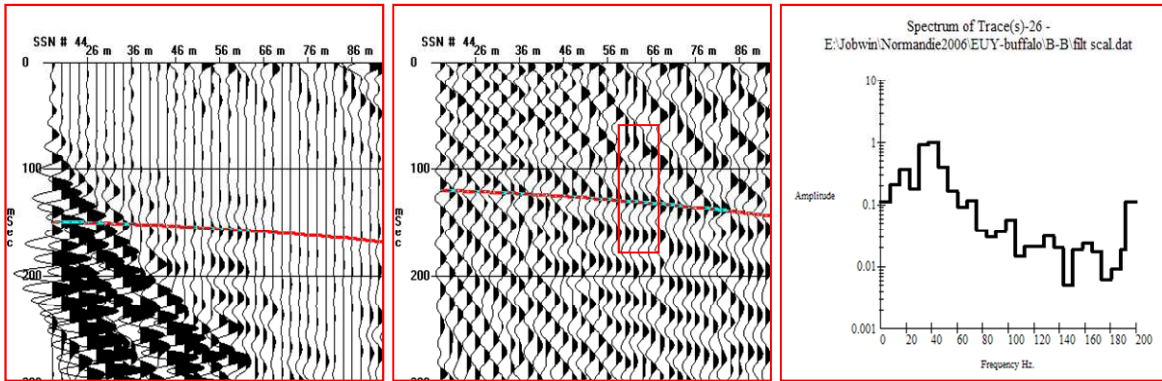


Figure VI.13 : Exemple du sismogramme obtenu avec la source Buffalo sur le site d'Eturqueraye : avant (à gauche) et après l'application du filtre FK. La zone marquée par le rectangle indique (approximativement) le signal utilisé pour l'évaluation du spectre de réflexions (à droite).

Notons la fréquence dominante  $f_0 = 40 \text{ Hz}$  et bande fréquentielle  $B = 40 \text{ Hz}$  environ. Ces valeurs sont extrêmement faibles, rarement rencontrées dans le contexte de la SHR. Notons que ce signal est dehors de la bande fréquentielle optimale du vibreur Vib-PP (cf. Chapitre IV) ce qui explique en partie les résultats négatifs dans ses tests préliminaires sur ce site.

L'analyse de vitesse pour les données à contenu fréquentiel aussi faible était difficile. La première interface franche a été trouvée pour la profondeur 39 m pour le profil AA et 42 m pour le profil BB. Nous l'associons au toit de la craie. Nous calculons la résolution en profondeur pour les vitesses intervalle trouvées (840 et 970 m/s) par rapport à la bande passante :

$$\text{profil AA} : \delta_r = v_i \cdot \frac{1}{2 \cdot B} = 840 \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot \frac{1}{2 \cdot 40 \text{ Hz}} = 10,5 \text{ m} \quad (\text{VI.6})$$

$$\text{profil BB} : \delta_r = v_i \cdot \frac{1}{2 \cdot B} = 970 \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot \frac{1}{2 \cdot 40 \text{ Hz}} = 12,1 \text{ m} \quad (\text{VI.7})$$

Les valeurs de la résolution trouvées ne sont pas mauvaises en absolu, mais vu la profondeur d'intérêt (de l'ordre de 30 m), elles peuvent introduire des erreurs considérables d'estimation de la profondeur.

Le Tableau VI.3 recense les paramètres profils sismiques réalisés.



Tableau VI.3 Résumé des profils SHR.

Profil	Source	Géophone (Hz)	$\Delta x$ (m)	Longueur (m)	fréquence dominante $f_0$ (Hz)	Bande fréquentielle B (Hz)	Résolution $\delta_r$ (m)	AN	Profondeur de la marnière d(m)
AA	Buffalo	28	2	200	40	40	10,5	??	??
BB			2	250	40	40	12,1	??	

#### VI.3.2.4 Vérification des mesures SHR

Les anomalies des marqueurs indiquées par les ellipses sur la Figure VI.12 ont été superposées sur la carte du site et envoyées à LPRC Rouen qui a complété la carte par le plan de la marnière. Le résultat est présenté sur la Figure VI.14.a. La précision de détection par SHR est étonnante ; les ellipses indiquent exactement les bords de la marnière.

Les mesures de microgravimétrie (détection de défauts de masse résiduels) ont été conduites en parallèle sur ce site (Driad-Lebeau et al., 2008). La Figure VI.14.b présente les résultats de ces mesures superposées à l'interprétation des sections SHR.

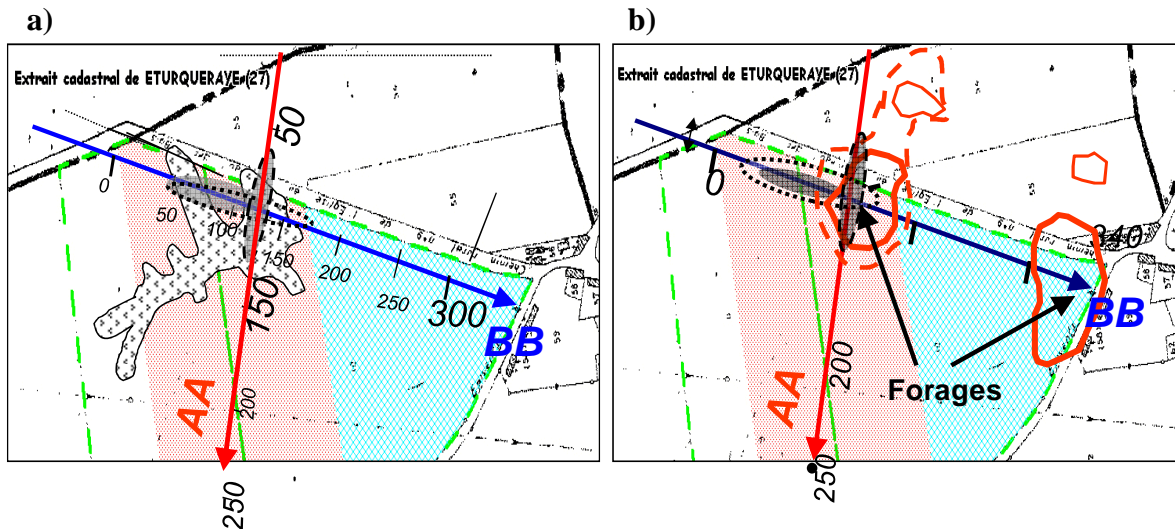


Figure VI.14 : (a) : Anomalies des marqueurs sismiques (ellipses grises) sur les profils AA et BB superposé sur la carte de la marnière ; (b) : anomalies SHR et les anomalies gravimétriques (ovales rouges).

Nous constatons une très bonne corrélation des résultats des mesures SHR et des et microgravimétriques avec le plan de la marnière (extrait du registre cadastral d'Eturqueraye) Les résultats des mesures SHR semblent plus précis, notons aussi que la microgravimétrie indique par ailleurs des défauts de masse dans les zones *a priori* exemptée de la marnière (zone karstique).

Les mesures destructives (forages) ont été réalisées par l'INERIS après les mesures de géophysiques (Fig. VI.14). Le forage dans la zone centrale n'a pas donné une confirmation ferme de l'exactitude de détection. En effet, le forage a atteint la profondeur de 24 m, et a permis uniquement de mettre en évidence la présence de la craie très tendre à partir de 17,3 m (zone décomprimée).

La profondeur de la marnière serait de  $23\text{ m}$  (information communiquée a posteriori). Il est difficile de spéculer sur la cause de non-détection de la marnière par le forage, compte tenu de l'absence des effets d'effondrement sur la surface.

Il existe trois hypothèses possibles :

- la marnière étant à  $23\text{ m}$ , le forage ait débouché dans un pilier ;
- la marnière est effondrée dont la trace en surface est inexistante (remontée de cloche d'éboulement) ;
- l'interprétation des sections SHR suggère la profondeur de la marnière plus grande, de l'ordre de  $40\text{ m}$  mais la profondeur du sondage n'était pas suffisante pour confirmer ou exclure cette possibilité.

Des investigations supplémentaires par forage auraient été une aide à la décision quant aux interprétations à retenir.

## VI.4 Conclusions sur les investigations SHR

Les conditions de terrain de Haute Normandie peuvent s'avérer complexes et contraignantes pour l'imagerie SHR. Les réflexions ne sont pas visibles, et malgré l'application de plusieurs filtres en chaîne, leur niveau reste très faible. Ceci est dû essentiellement à l'atténuation forte qui ne permet pas alors de retenir naturellement les hautes fréquences et de ce fait améliorer la résolution.

Afin de contourner ce problème, nous avons utilisé les propriétés d'onde de surface sur le site de Goderville. Ainsi, le choix du signal pilote pour la source vibratoire était possible grâce à l'application de la PGOS pour les ondes de surface.

Sur le site de Goderville la source Vib-PP a permis d'obtenir les résultats plus complets et de meilleure qualité que ceux de 2002 (source Buffalo). La possibilité de contrôler le spectre du signal émis a permis d'obtenir une image quasi identique. La résolution obtenue est plus faible, en revanche la portée (profondeur) et la clarté de l'image de la structure auscultée sont les avantages du vibreur. Mais le plus grand avantage est son caractère non destructif qui permet son utilisation sur des zones urbanisées. Ceci se traduit par l'obtention d'une image plus complète en ayant la marnière localisée bien au milieu.

Les investigations sur le site d'Eturquaye ont permis d'identifier les limitations de la source Vib-PP dans un contexte géologique particulier. La structure géologique extrêmement atténuante et les interférences électromagnétiques n'ont pas permis son utilisation optimale. Il est important à souligner que le spectre du signal exploité était concentré au dessous de la bande fréquentielle du vibreur. Ceci indique, que les vibreurs destinés à la SHR, optimisés pour les fréquences élevées, ne sont toujours pas adaptés au contexte spécifique de la Haute Normandie et il faudrait utiliser les sources plus puissantes. Cependant, la source vibratoire a permis de révéler une image plus complète de la marnière. En termes de détection, l'objectif est bien atteint mais la résolution pourrait être meilleure.

La réalisation et l'interprétation des profils sismiques pour la détection des marnières a permis de dégager les conclusions suivantes :

- la SHR a permis de visualiser les interfaces géologiques jusqu'à la profondeur de *120 m*. Les résultats obtenus montrent que la structure géologique en Haute Normandie est très hétérogène et comprend nombreuses anomalies naturelles, ce qui rend plus difficile la détection des marnières (rappelons que la détection se fait par l'observation des anomalies induites par la cavité) ;
- les carrières présentes sur les deux sites ont été détectées et localisées grâce à l'effet de masquage, avec une bonne précision ;
- malgré les contraintes évoqués précédemment, les symptômes indiquant la présence des marnières sont bien identifiés sur les sections sismiques et ce pour les deux sites.

Ces résultats permettent de confirmer le potentiel de la méthode SHR pour la détection des marnières dans le contexte géologique de Haute Normandie. Cependant, il est important de retenir que l'effet atténuateur des formations géologiques ne peut être compensé par les performances de la source et du traitement des données. Seule une connaissance précise de l'atténuation spécifique au site (géométrique et anélastique) pourrait éventuellement retracer l'image SHR avec une meilleure résolution.



## CONCLUSION GENERALE

L'objectif principal des travaux de thèse consistait à développer une méthode d'optimisation de la source vibratoire à faible puissance dans le cadre de la détection des cavités souterraines. Au cours de ce mémoire, nous avons exposé toutes les étapes des travaux de recherche et développement qui ont conduit à la définition d'une méthodologie complète, accompagnée par les outils matériels et logiciels adaptés, permettant à l'ingénieur chargé d'une étude sismique haute résolution (SHR) d'optimiser la performance du dispositif d'acquisition.

L'étude s'est concentrée dans un premier temps sur les particularités de la sismique haute résolution et de son application à la détection de cavités. En effet, la détection positive des cavités impliquant une imagerie SHR de qualité dépend étroitement de, la résolution et de la profondeur d'investigation. Le retour d'expérience des investigations sur le terrain montre que le choix d'une source vibratoire portable est approprié. La qualité de l'image SHR est suffisante, le coût de mesures est faible et la non-destructivité de ce type d'appareil est très utile dans les zones urbanisées. Nous avons aussi constaté que les sources vibratoires existantes ne répondent généralement pas aux exigences des mesures SHR à faible profondeur ( $< 100\text{ m}$ ).

Le travail théorique présenté dans le **Chapitre II** nous a permis de mieux comprendre les particularités de l'utilisation des sources vibratoires en cas d'application de la procédure de corrélation croisée d'enregistrement sismique. Nous avons défini de manière quantitative les paramètres de la signature apparente de la source : ondelette de Klauder. Ensuite nous avons développé une approche permettant de comprendre les dépendances entre le signal source et la forme de la signature apparente. Ceci a permis d'une part de définir les

contraints sur cette dernière induites par la réalisabilité physique du signal source, et d'autre part de donner un outil intuitif permettant de comprendre la forme du signal obtenu après la corrélation.

En utilisant les simulations analytiques nous avons analysé l'utilité des différents paramètres de l'ondelette de Klauder pour l'estimation de la résolution associée à une émission vibratoire.

Les recommandations tirées de ce travail peuvent être résumées comme suit :

- il n'existe pas de critère universel permettant d'exprimer la résolution de l'ondelette de Klauder et par conséquent, la résolution de l'image sismique ;
- la complexité des phénomènes d'émission et propagation d'onde sismique ne permet pas une prédiction directe de la qualité des données enregistrées en fonction du signal source ;

Par conséquent :

- l'opérateur du système doit disposer d'une grande souplesse pour le choix des paramètres du signal source afin de pouvoir tirer le plein profit des performances d'un vibreur sismique ;
- il est nécessaire de pouvoir estimer la qualité du signal émis par le biais de différents paramètres calculées en temps réel;
- il est nécessaire de pouvoir estimer les paramètres de la trace sismique afin d'évaluer la perte de résolution (par rapport à l'ondelette de Klauder) due à la propagation ;
- la solution proposée doit être facilement utilisable sur le terrain et son impact sur le coût des mesures doit être minimal.

Les conclusions de ce travail théorique constituent le pilier sur lequel est fondée la méthodologie de génération et du choix du signal pour la source vibratoire en fonction des objectifs de la mesure SHR (la PGOS). Le **Chapitre III** présente tous les développements méthodologiques, matériels et logiciels dont l'objectif final est de fournir un outil complet de pilotage et d'optimisation de la source vibratoire. Une attention particulière est portée au développement des méthodes de génération des signaux à balayage fréquentiel (sweeps) adaptés aux « petites » sources vibratoires permettant de les utiliser au maximum leurs performances :

- la génération du signal utilisant la méthode de modulation de la fréquence (FM), permettant d'utiliser la puissance maximale du vibreur pour un spectre du signal émis presque quelconque ;
- la compensation de couplage source-sol permettant d'éliminer partiellement l'influence de la variation des conditions sur la surface sur le spectre du signal émis.

Ces développements nous ont permis de proposer une procédure pour le choix du signal source basée sur l'optimisation paramétrique de la source : l'analyse des signaux enregistrés (sismogrammes) pour les différents signaux source (signaux de test) permet le choix d'un signal censé donner les meilleurs résultats. La PGOS a été matérialisée sous la forme d'un programme informatique « SABAL » qui constitue une solution complète pour le pilotage et optimisation d'une source vibratoire. Appart l'aspect « optimisation », il permet également de gérer tous autres paramètres relatifs à l'émission vibratoire. Son interface conviviale permet d'utiliser toutes ses fonctionnalités directement sur le terrain et en temps réel.

Les développements présentés dans les chapitres II et III ont été testés et validés sur le terrain. Ces tests ont été classés en deux catégories : tests à petite échelle (**Chapitre IV**) et tests dans les campagnes sismiques dans le contexte de détection des cavités (Chapitre V et VI).

Les tests à petite échelle ont permis d'évaluer le fonctionnement des sources vibratoires prototypes, d'en connaître les limitations et d'introduire les multiples améliorations ponctuelles dans la partie technique ainsi que dans la partie « méthodologie » de la solution proposée. Ils ont aussi permis de confirmer l'utilité de l'approche proposée dans la PGOS mais en même temps ils ont révélé les limitations.

La procédure de compensation de couplage de la source a été vérifiée et son utilité dans l'obtention du signal émis « souhaité » a été confirmée. Par ailleurs, nous avons aussi constaté que l'efficacité de la PGOS est conditionnée par les paramètres de source vibratoire utilisée.

Par ailleurs, nous avons démontré que l'établissement d'un lien quantitatif entre le signal émis et le signal enregistré par l'antenne sismique est difficile voire impossible. En revanche, nos tests ont démontré que l'émission de plusieurs « signaux test » et analyse des résultats de ces émissions permettent de choisir un signal capable de s'approcher ou même satisfaire la « fonction cible » exprimée en termes d'imagerie sismique (la résolution obtenue).

Les tests dans le contexte des cavités salines (**Chapitre V**) ont permis de comparer les sources vibratoires de faible puissance avec les solutions classiques. Nous avons démontré que sur ce site expérimental la source vibratoire permet d'obtenir des résultats comparables aux sources explosives plus puissantes et plus nuisibles à l'environnement. En effet l'imagerie SHR peut être réalisée avec les sources vibratoires à faible puissance lorsque celles-ci sont utilisées de manière adaptée à l'objectif des mesures. Le vibreur mécanique permet d'atteindre les profondeurs d'imagerie de l'ordre de 300 m.

Les mesures ont aussi confirmé le potentiel de la méthode SHR pour la détection des cavités par l'identification des zones de masquage sur les sections sismiques (symptômes indirects). Il est important de noter que le critère de détectabilité (coefficient AN) a permis de prévoir une détection positive.

Les tests dans le contexte des marnières (**Chapitre VI**) ont confirmé l'utilité des sources vibratoires, surtout dans l'environnement des zones pavillonnaires. Les conclusions issues de ces tests de sources ont été appliqués avec succès à l'optimisation de la source vibratoire sur le site de Goderville et le résultat obtenu est comparable à celui obtenu avec une source explosive beaucoup plus puissante à une seule exception : le caractère non destructif du vibreur a permis l'obtention d'une image plus complète grâce à la possibilité d'accéder dans la zone proscrite aux sources destructives. La validité de l'approche consistant à estimer la qualité de l'imagerie sur la base d'analyse des paramètres d'onde de surface a pu être validée.

En revanche, les mesures sur le site d'Eturqueraye ont révélé une vulnérabilité de la source vibratoire, ou plutôt du système de pilotage, aux perturbations électromagnétiques et environnementales. Les conditions géologiques extrêmes n'ont pas permis d'utiliser la source vibratoire. En revanche, le retour d'expérience a été très utile dans la définition des modifications nécessaires au système de pilotage (immunité renforcée contre bruit électromagnétique). De plus, nous avons montré que les caractéristiques de la source sont primordiales : pour le site d'Eturqueraye il était nécessaire de pouvoir émettre les signaux contenant plus de basses fréquences ce qui était impossible avec la source disponible.

## Valorisation de la thèse

Les travaux de recherche et développement présentés dans ce mémoire ont été réalisés dans le cadre du programme de recherche financé par le Ministère de l'Écologie et du Développement Durable. L'évaluation positive du travail effectué a conduit l'INERIS à proposer sa continuation dans le cadre du programme d'appui aux pouvoirs public financé par le Ministère de l'Écologie, de l'Énergie, du Développement durable et de la Mer. Il s'agit de passer de l'étape « scientifique » à l'étape « opérationnelle » en mettant à la disposition d'INERIS une solution pour la détection des cavités souterraines basée sur la technique SHR et les développements réalisés dans le cadre de la thèse.

Les objectifs prévus pour l'année 2009 comprenaient la fabrication de la chaîne d'émission vibratoire (y compris une nouvelle source vibratoire portable) selon les standards industriels. Ces objectifs ont été définis suite aux résultats de cette thèse et le travail de développement a été quasiment terminé. Le dispositif d'émission a déjà été utilisé pour la détection d'une manière afin de confirmer la possibilité de réaliser ce type de mesures de manière systématique.

## Perspectives

L'analyse du travail effectué permet de constater que la bonne qualité d'imagerie est indispensable pour la détection des cavités. L'optimisation de l'imagerie pour cet objectif particulier se réduit alors à l'optimisation de l'imagerie en général.

Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes concentrés sur la partie « source » du dispositif d'acquisition sismique en utilisant le traitement classique du signal afin d'obtenir les images sismiques. En effet, le développement du traitement du signal sismique dépasse le cadre de ces travaux. Néanmoins l'utilisation des techniques de traitement du signal avancées (e.g. les techniques AVO/AVA qui prennent mieux en compte les phénomènes de réflexion d'onde sous angles d'attaque importants) et aux sources vibratoires (e.g. la déconvolution déterministe permettant de supprimer l'ondelette de Klauder des traces corrélées) pourrait améliorer la qualité de l'imagerie au delà des optimisations possibles grâce à la PGOS.

Il serait souhaitable de tester le système de pilotage avec d'autres sources vibratoires afin d'identifier clairement les effets induits sur les données enregistrés par la source vibratoire par rapport à celles liées à la structure géologique.

La productivité de la source vibratoire portable, exprimée en nombre d'émissions par heure est à peu près équivalente à celle des sources explosives (un temps important est nécessaire pour la préparation des trous de tir) mais elle reste en dessous de la productivité atteignable avec des sources de surface (e.g. chute de masse, marteau). Un travail d'optimisation de cet aspect des vibreurs portables serait utile.

Vu les résultats obtenus sur les cavités salines, l'adaptation de la PGOS aux particularités de la source à ondes « S » serait intéressant. En effet, certains problèmes rencontrés lors de l'utilisation de ce type de sources semblent possibles à éliminer. La comparaison des images sismiques en onde « P » et « S » aurait permis de mieux identifier la nature du remplissage des cavités auscultées.



## Références

- Aki K. Richards P.G.** 1980. *Quantitative Seismology*. Freeman and Co., New York.
- Alleman G.** 1996. *High resolution seismic profiling applied to a heterogeneous area imaging and to cavity detection in Switzerland*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne, Suisse.
- Beggs F. Garriott J.L.** 1979. *Shotgun surface source*. 49<sup>th</sup> Annual SEG Meeting, New Orleans, USA, Expanded Abstracts, S-36.
- Berkhout A.J.** 1984. *Seismic Resolution: A Quantitative Analysis of Resolving Power of Acoustical Echo Techniques*. Geophysical Press Ltd, London.
- Black R.A. Steeples D.W. Miller R.D.** 1994. *Migration of shallow seismic reflection data*. *Geophysics* **59**, 402–410.
- Branham K.L. Steeples D.W.** 1988. *Cavity detection using high-resolution seismic reflection methods*. *Mining Engineering* **40**, 115–119.
- Brittle K.F. Lines L.R. Dey A.K.** 2001. *Vibroseis deconvolution: a comparison of cross-correlation and frequency-domain sweep déconvolution*. *Geophysical Prospecting* **49**, 675–686.
- Brouwer J. Bakker P. Kraaijpoel D. Roy-Chowdhury K.** 1997. *The quantification and monitoring of data quality and the design of optimum sweeps*. 3<sup>rd</sup> annual meeting of the EEGS, Aarhus, Denmark, Expanded Abstracts, 111–114.
- Brouwer J. Helbig K.** 1998. *Shallow High-Resolution Reflection Seismics*. Elsevier Science Ltd., Oxford.
- Castanet A. Lavergne M.** 1965. *Vibrator controlling system*. U.S. patent 3,208,550.
- Chun J.H. Jacewitz C.** 1981. *Fundamentals of frequency-domain migration*. *Geophysics* **46**, 717–732.
- Cook J.C.** 1968. *Seismic mapping of underground cavities using reflection amplitudes*. *Geophysics* **30**, 527–538.

- Crawford J.M. Doty W.E.N. Lee M.R.** 1960. *Continuous signal seismograph*. Geophysics **25**, 95-105.
- Cunningham A.B.** 1979. *Some alternate vibrator signals*. Geophysics **44**, 1901-1921.
- Dobrin M.B.** 1976. *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw-Hill, New York.
- Doll W.E. Miller R.D., Xia J.** 1998. *A non-invasive shallow seismic source comparison on the Oak Ridge Reservation, Tennessee*. Geophysics **63**, 1318-1331.
- Driad L. Piwakowski B.** 2002. *Detection and characterization of underground cavities using high resolution seismic reflection (HRSR)*. Proceedings of the 8<sup>th</sup> Meeting Environmental and Engineering Geophysics, Aveiro, Portugal, 31-34.
- Driad-Lebeau L. Piwakowski B. Styles P. Bourgeois B. Lataste J-F. Contrucci I.** 2008. *Geophysical detection of underground cavities*. Post-Mining 2008 Symposium, Nancy, France, Proceedings, 15pp, ISBN 2-85555-063-7.
- Egreteau A.** 2005. *Etude des variations de l'amplitude de la réflectivité du sous-sol après imagerie sismique en profondeur*. Thèse de Doctorat, Ecole des Mines de Paris.
- Feroci M. Orlando L. Balia R. Bosman C. Cardarelli E. Deidda G.** 2000. *Some considerations on shallow seismic reflection surveys*. Journal of Applied Geophysics **45**, 127-139.
- Francese R.G. Bohm G. Wardell N. Baglioni A. Genevois R. Galgaro A.** 2007. *3D seismic imaging of a deep landslide in the Eastern Alps (Northern Italy)*. EAGE 69<sup>th</sup> Conference and Exhibition, London, UK, Expanded abstracts, P111.
- Frei W.** 1995. *Refined field static corrections in near-surface reflection profiling across rugged terrain*. The Leading Edge **14**, 259-262.
- Ghose R. Nijhof V. Brouwer J. Matsubara Y. Kaida Y. Takahashi T.** 1998. *Shallow to very shallow, high-resolution reflection seismic using a portable vibrator system*. Geophysics **63**, 1295-1309.
- Goupillaud P.L.** 1976. *Signal design in the 'Vibroiseis' technique*. Geophysics **41**, 1291-1304.
- Gurbuz B.M.** 1972. *Signal Enhancement of Vibratory Source Data in the Presence of Attenuation*. Geophysical Prospecting **20**, 421-438.
- Gutowski, M. Bull, J., Henstock, T., Dix, J., Hogarth, P., Leighton, T., White, P.** 2002. *Chirp sub-bottom profiler source signature design and field testing*. Marine Geophysical Researches **23**, 481-492.
- Haines S.S.** 2006. *Design and Application of an Electromagnetic Vibrator Seismic Source*. Journal of Environmental & Engineering Geophysics **11**, 9-15.
- Harris F.J.** 1978. *On the use of Windows for Harmonic Analysis with the Discrete Fourier Transform*. Proceedings of the IEEE **66**, 51-83.
- Hatherly P.J. Urosevic M. Lambourne A. Evans B.J.** 1994. *A simple approach to calculating refraction statics corrections*. Geophysics **59**, 156-160.
- Herbst R. Kapp I. Krummel H. Lück E.** 1998. *Seismic sources for shallow investigations: A field comparison from Northern Germany*. Journal Of Applied Geophysics **38**, 301-317.

- Hunter J.A. Pullan S.E., Burns R.A. Gagne R.M., Good R.L.** 1984. *Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph – some simple techniques*. *Geophysics* **49**, 1381–1385.
- Kallweit R.S. Wood L.C.** 1982. *The limits of resolution of zero phase wavelets*. *Geophysics* **47**, 1035–1046.
- Klauder, J.R. Price, A.C. Darlington, S. Albersheim, W.J.** 1960. *The theory and design of chirp radars*, Bell System Tech. Journal **39**, 745-807.
- Knapp R.W.** 1990. Vertical resolution of thick beds, thin beds, and thin-bed cyclothems. *Geophysics* **55**, 1183–1190.
- Knapp R.W. Steeples D.W.** 1986a. *High-resolution common-depth-point seismic reflection profiling: Instrumentation*. *Geophysics* **51**, 276-282.
- Knapp R.W. Steeples D.W.** 1986b. *High-resolution common-depth-point seismic reflection profiling: Field acquisition parameter design*. *Geophysics* **51**, 283-294.
- Kourkafas P. Goulty N.R.** 1996. *Seismic reflection imaging of gypsum mine working at Sherburn-in-Elmet, Yorkshire, England*. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* **1**, 53-63.
- Krey T.** 1969. *Remarks on the signal to noise ratio in the vibroseis system*. *Geophysical Prospecting* **17**, 206-218.
- Kuc R.** 1981. *Digital filter models for media having linear with frequency loss characteristics*. *Journal of the Acoustical Society of America* **69**, 35-40.
- Kuc R.** 1983. *Generating a Minimum-Phase Digital Filter Model for the Acoustic Attenuation of Soft Tissue*. *IEEE Ultrasonics Symposium, Atlanta, Expanded Abstracts* KK-1.
- Lagabriele R.** 1994. *La détection des cavités souterraines*. *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées* **191**, 91-92.
- Lagabriele R. Cote P. Lecocq-Levent N.** 1995. *Comparison Between some Borehole Geophysical Methods to Defect Underground Cavities*. 1<sup>st</sup> EEGS Meeting, Turin, Italie, Extended Abstracts 158–160.
- Lagabriele R. Gransert P. Millerau S. Nebieridze S.** 2003. *Performances comparées de méthodes géophysiques pour la détection de cavités dans les limons. Exemple de la station d'essais de la SNCF sur la LGV Nord*. Journée Scientifique et Technique, Radar, Nantes, France.
- Leparoux D. Grandjean G. Bitri A.** 1999. *Underground cavities detection using seismic rayleigh waves*. 5<sup>th</sup> EEGS-ES Meeting, Budapest, Hongrie, Extended Abstracts VO-06.
- Léonard Ch.** 2000. *Détection des cavités souterraines par réflexion sismique haute résolution et par Impact - Echo*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, France.
- Li X.P.** 1997. *Elimination of ghost noise in vibroseis data by deconvolution*, *Geophysical Prospecting* **45**, 909-929.
- Mari J-L. Chapellier D. Arens G. Gaudiani P.** 1998. *Géophysique de gisement et de génie civil*. Editions Technip.

- Matsubara Y. Yamamoto M. Nobuoka D. Kaida Y.** 2002. *High-resolution shallow seismic reflection using a portable S-wave vibrator*. SEG Technical Program Expanded Abstracts 21, 1618–1621.
- Max J. Lacoume J.-L.** 2000. *Méthodes techniques de traitement du signal*. Editions Dunod, Paris.
- Mayne H.** 1989. *50 years of geophysical ideas*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- McCann D.M. Andrew E.M. McCann C.** 1985. *Seismic sources for shallow reflection surveying*. Geophysical Prospecting 33, 943–955.
- Mewhort, L., Bezdan, S., Jones, M.** 2002. *Does it Matter What Kind of Vibroseis Deconvolution is Used?* CSEG Geophysics.
- Miller R.D. Steeples D.W.** 1991. *Detecting voids in a 0.6 m coal seam, 7 m deep, using seismic reflection*. Geoexploration 28, 109–119.
- Miller R.D. Pullan S.E. Steeples D.W. Hunter J.A.** 1992. *Field comparison of shallow seismic sources near Chino, California*. Geophysics 57, 693–709.
- Miller R.D. Pullan S.E. Steeples D.W. Hunter J.A.** 1994. *Field comparison of shallow P-wave seismic sources near Houston, Texas*. Geophysics 59, 1713–1772.
- Miller R.D. Pullan S.E. Waldner J.S. Haeni F.P.** 1986. *Field comparison of shallow seismic sources*. Geophysics 51, 2067–2092.
- Miller R.D.** 2006. *High resolution seismic reflection to identify areas with subsidence potential beneath U.S. 50 Highway in Eastern Reno County, Kansas*. EAGE Near Surface 2006, Helsinki, Finland, Expanded abstracts, A009.
- Misaridis T. Jensen J.A.** 2005a. *Use of Modulated Excitation Signals in Medical Ultrasound. Part I: Basic Concepts and Expected Benefits*. IEEE Transactions on Ultrasonics, Ferroelectrics, and Frequency control 52(2), 177–191.
- Misaridis T. Jensen J.A.** 2005b. *Use of Modulated Excitation Signals in Medical Ultrasound. Part II: Design and Performance for Medical Imaging Applications*. IEEE Transactions on Ultrasonics, Ferroelectrics, and Frequency control 52(2), 192–207.
- Moreaux D. Piwakowski B. Shahrour I.** 1996. *Finite-element modeling of the seismic imaging of underground cavities*. Proceedings 2<sup>nd</sup> Congress of Environmental & Engineering Geophysical Society, Nantes, France, 142–145.
- Moreaux D.** 1997. *Localisation de cavités souterraines par Réflexion Sismique Haute Résolution : Etude Numérique, Etude de Terrain*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Nijhof V.P.B.J.** 1989. *A portable high frequency vibrator for high resolution shallow seismic profiling*. 59<sup>th</sup> Annual International Meeting of Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts, 670–671.
- Piwakowski B. Tricot J.C. Delannoy B.** 1994. *Underground tunnels detection and location by high resolution seismic reflection*. 56<sup>th</sup> Meeting and Technical Exhibition of European Association of Exploration Geophysicists, Vienna, Austria, Extended abstracts, I018.

- Piwakowski B. Tricot J.C. Léonard C. Ouarradi N. Delannoy B.** 1997a. *Underground tunnel detection and location by high resolution seismic reflection*. 3rd Congress of Environmental & Engineering Geophysical Society, Aarhus, Denmark, Expanded abstracts, 91 – 94.
- Piwakowski B. Waletet J.M. Moreaux D.** 1997b. *High resolution seismic prospection of old gypsum mines - evaluation of detection possibilities*. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics 2, 109-120.
- Piwakowski B. Léonard Ch. Meilliez F. Shahrour I.** 1999. *Underground coal mines imaging by high resolution seismic reflection*. V<sup>th</sup> meeting of Environmental and Engineering Geophysical Society, Budapest, Hungary, Abstracts, VO-01.
- Piwakowski B.** 2004a. *From high resolution land seismic imaging to very high resolution: state of the art, limits and field examples*. 66<sup>th</sup> EAGE Conference & Exhibition, Paris, France, Extended abstracts, H009.
- Piwakowski B.** 2004b. *Underground voids mapping by high resolution seismic reflection: limits, accuracy and assessment of collapse risk*. 66<sup>th</sup> EAGE Conference & Exhibition, Paris, France, Extended abstracts, H014.
- Piwakowski B. Drad-Lebeau L. Kosecki A. Safinowski. P.** 2006. *Detection des marnières de Haute-Normandie par sismique haute resolution*. Journées AGAP qualité, Besançon, Résumés etendus (4pp).
- Piwakowski B. Drad-Lebeau L. Kosecki A. Safinowski. P.** 2007. *Detection of Underground Marlpit Quarries Using High Resolution Seismic*. 69<sup>th</sup> EAGE Conference & Exhibition, London, UK, Expanded abstracts, P113.
- Portolano P. Odin D.** 2004. *Application of a new seismic source to shallow surface imaging*. EAGE 66<sup>th</sup> conference & exhibition, Paris, France, Extended abstracts, H011.
- Pritchett W.C.** 1994. *Why waste money with linear sweeps?* The Leading Edge, 13(09), 943-949.
- Pullan S. E. Hunter J. A.** 1990. *Delineation of buried bedrock valleys using the optimum offset shallow seismic reflection technique*, Ward, S. H., Ed., Geotechnical and environmental geophysics: Society of Exploration Geophysics 3, 75–87.
- Pullan S.E. MacAulay H.A.** 1987. *An in-hole shotgun source for engineering seismic surveys*. Geophysics 52, 985–996.
- Rietsch E.** 1977. *Vibroseis signals with prescribed power spectrum*. Geophysical Prospecting 25, 613-620.
- Rihaczek A.W.** 1969 *Principles of High-Resolution Radar*. McGraw-Hill, New York.
- Rhodes B.** 1986. *Varisweep modeling and specialized sweep design field technique and results*. SEG Expanded Abstracts 5, 287.
- Robertsson J.O.A. Holliger K. Green A.G. Pugin A. De Iaco R.** 1996a. *Effects of near-surface waveguides on shallow high-resolution seismic refraction and reflection data*. Geophysical Research Letters 23, 495-498.
- Robertsson J.O.A. Holliger K. Green A.G.** 1996b, *Source-generated noise in shallow seismic data*. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics 1, 107-124.

- Safinowski, P.** 2005. Développement d'un micro vibreur à ondes S pour la sismique très haute résolution, Rapport de stage, EC Lille – Université Technique de Varsovie – INERIS, Villeneuve d'Ascq.
- Sallas J.J.** 1984. *Seismic vibrator control and the downgoing P-wave*. Geophysics, **49**, 732-740.
- Sargent C. Goulty N.R.** 2007. *Seismic reflection investigation of gypsum dissolution and subsidence at Hell Kettles, Darlington*. 69<sup>th</sup> EAGE Conference & Exhibition, Londres, Royaume-Uni, Expanded abstracts, E003.
- Singh S.** 1984. *High-frequency shallow reflection mapping in tin mining*. Geophysical Prospecting **32**, 1033–1044.
- Steeple D.W. Miller R.D.** 1987. Direct detection of shallow subsurface voids using high-resolution seismic-reflection techniques. 2<sup>nd</sup> Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Environmental Impacts of Karst, Orlando, Florida, USA, Proceedings.
- Suffert J. Grandjean G. Bitri A.** 2006. *Étude d'une cavité saline par méthodes sismiques*. Rapport de stage. BRGM/RP-54531-FR, 93 p., 72 fig., 2 ann.
- Swoboda U.J. Orlowsky D. Limbrock K.** 2000. *High resolution seismic surveying sweep techniques and the air sound source to detect near surface inhomogeneities*. Proceedings of the 6<sup>th</sup> Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (EEGS-ES), Bochum, Germany.
- Soumekh, M.** 1985. *Synthetic Aperture Radar Processing*. John Wiley and Sons, New York.
- Tyapkin Y.** 2001. *Why waste energy and money with improper sweeps?* SEG Technical Program Expanded Abstracts, pp. 13-16.
- Werner H. Krey T.H.** 1979. *Combisweep – a contribution to sweep techniques*. Geophysical Prospecting **27**, 78-106.
- Widess M.B.** 1982. *Quantifying resolving power of seismic systems*. Geophysics **47**, 1160-1173.
- van der Veen M. Brouwer J. Helbig K.** 1999. *Weighted sum method for calculating ground force: an evaluation by using a portable vibrator system*. Geophysical Prospecting **47**, 251-267.
- Yilmaz, Ö.** 1987. *Seismic Data Processing*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Ziolkowski A. Lerwill W.E.** 1979. *A simple approach to high resolution seismic profiling for coal*. Geophysical Prospecting **27**, 360-393.

## **ANNEXES**





**ANNEXE A**

**ETUDE DE FAISABILITE POUR LES MESURES SHR**  
**DANS LE CONTEXTE SALIN**



## A.1 CONTEXTE ET OBJECTIFS

Cette étude s'inscrit dans le cadre d'un volet du programme de recherche BCRD-04 qui s'intitule « Détection et caractérisation des cavités souterraines par la technique de sismique réflexion haute résolution (SHR). L'objectif principal est d'évaluer la faisabilité de l'application de la technique SHR dans le contexte des exploitations de sel. Il s'agit plus précisément de configurer l'acquisition SHR de manière à répondre aux objectifs scientifiques suivants :

- détection et localisation des cavités salines situées à plus de 100 m de profondeur;
- identification de la nature du remplissage (saumure/air) ;
- identification d'une éventuelle évolution des cavités par rapport à leur position initiale déterminée par imagerie sonar.

L'étude de faisabilité consiste à estimer les paramètres d'acquisition suivant des critères théoriques afin d'adapter au mieux l'imagerie SHR aux objectifs précités. Il s'agit notamment de préciser :

- le type de source sismique ainsi que la bande fréquentielle des géophones ;
- la longueur des profils et le nombre de géophones nécessaires ;
- la position optimale des profils SHR (géophones + points de tir) par rapport à la cible ;
- les paramètres géométriques (déports, distance entre profils...) ;
- les résolutions latérales et verticales attendues.

## A.2 CONFIGURATION DE L'ACQUISITION SHR

### A.2.1 IDENTIFICATION DES PROFILS SISMIQUES

Le site expérimental sélectionné par l'INERIS intègre la concession saline d'Art-sur-Meurthe de la société Rhodia chimie (54). Il s'agit des pistes de la Rape exploitées au niveau du premier faisceau de sel par dissolution. Les cavités résultant de cette exploitation sont nombreuses et diverses (forme, profondeur, nature de l'encaissant...).

La position des profils SHR a été choisie, lors d'une réunion ECL/INERIS, de manière à obtenir une image SHR de la structure pour une profondeur d'investigation estimée à environ 100-150 m (Figure 1).

Le profil **A-A'** traverse une série de cavités (environ 6 cavités) dont les caractéristiques répondent aux critères de variabilité suivants :

- profondeur variable (100 à 150 m) ;
- forme (elliptique/pseudo-circulaire  $\varnothing = 40$  à 90 m) ;
- situation par rapport aux formations géologiques (marnes, toit du sel, mur de la dolomie) ;
- nature du remplissage (saumure, air).

Le début du profil se situe au puits 36 et traversera la zone 36- 37 qui servira de référence (exempté de cavités) ; la fin du profil se situera vers le puits 45. La longueur totale du profil est d'environ 700 m.

Le deuxième profil **B-B'** est prévu pour l'auscultation de l'unique cavité de la piste 1 (puits 31) remplie de saumure et dont le toit est situé actuellement au mur du banc de dolomie (Figure 1). La longueur prévisionnelle de ce profil est de 200 m.

Le troisième et dernier profil C-C' de 200 m de longueur sera réalisé dans la zone de la cavité 51 effondrée en décembre dernier. Il s'agit de réaliser l'imagerie SHR de part et d'autre du cône d'effondrement afin d'identifier d'éventuelles cavités résiduelles.

### A.2.1 TESTS DES SOURCES SISMQUES

Les tests envisagés ont pour but de déterminer la source la plus appropriée à l'auscultation des cavités salines en vue de répondre aux objectifs de la recherche au moyen de :

- la comparaison des sources sismiques diverses : les sources classiques (impulsionnelles) et les sources vibratoires ;
- comparaison des images obtenues avec les ondes P (longitudinales - *pressure waves*) et S (transversales - *shear waves*).

Dans le cadre de l'expérimentation, il est prévu de tester 4 types de sources sismiques :

1. *Shot gun* et *Betsy gun* (sources impulsionnelles « classiques »),
2. Minivibrateurs à ondes P et S (en location),
3. Microvibrateur à ondes P développé par l' EC Lille,
4. Microvibrateur à ondes S en développement par l' EC Lille dans le cadre des travaux de stage ECL/INERIS.

### A.3 ORGANISATION DES TRAVAUX SUR SITE

Dans un souci d'optimisation des coûts et du temps, il est proposé de partager le profil A- A' en deux parties :

- partie I, représente le premier tronçon du profil (0 - 300) m ;
- partie II, s'étale de 300 m à 700 m.

Toutes les sources seront testées sur la partie I du profil A-A'. A l'issue des résultats des tests effectués, la source la plus performante (meilleure résolution, bon rapport signal/bruit) sera utilisée pour la réalisation de la partie II du profil ainsi que les profils B-B' et C-C'.

Le planning proposé est donné dans le tableau 1. La date de commencement des travaux est prévue le 8 juin 2005 pour une durée de deux semaines. Cependant, cette durée peut être réduite dans le meilleur des cas (conditions de travail sur site, résultats des tests de source...).

**Tableau 1. Planning de la campagne SHR**

jour	durée	tache	A-A' 0-300 m	A-A' 300-700m	B-B' 200 m	C-C' 200 m	source
1+2	2	Installation du matériel (sections 1 et 2) & Acquisition Trous pour <i>shot gun</i>	x				<i>Betsy gun</i> <i>Shot gun</i> Vib-PA
3+4	2	Acquisition en P Changement des géophones Acquisition S	x				Vib-P-DUT (loué) Vib-S-UU (loué)
6 +7	2	Installation section 3 Trous pour <i>shot gun</i> Acquisition S Changement des géophones Acquisition P	x				Vib-S-UU (loué) Vib-P-DUT (loué) <i>Betsy gun</i> <i>Shot gun</i> Vib-PA
8 et 9	2	Installation sections 4 et 5 Trous pour <i>shot gun</i> Acquisition		x			<i>Betsy gun</i> <i>Shot gun</i> Vib-PA
10 et 11	2	Installation sections 1 et 2 Trous pour <i>shot gun</i> Acquisition				x	<i>Shot gun</i> Vib-PA
12 et 13	2	Installation sections 1 et 2 Trous pour <i>shot gun</i> Acquisition en P Changement des géophones Acquisition S			x	x	<i>Shot gun</i> Vib-PA Vib-S-EI
14	1	réserve					

## A.4 EVALUATION DE LA GEOMETRIE ET DES PARAMETRES D'ACQUISITION

### A.4.1. DONNEES DES PROFILS ET LES RESOLUTIONS ATTENDUES

La structure géologique moyenne du site est illustrée sur la figure 3. Ces informations sont résumées dans le tableau 2 et serviront de données d'entrée à cette étude.

**Tableau 2.** Structure géologique « moyenne » du site

N° de l'interface <i>i</i>	Formation	Profondeur de la base $d_i$ [m]	Epaisseur/ couche $e_i$ [m]	Vitesse/ couche $v_i$ [m/s]	Atténuation/ couche $Q$
1	Argiles	15	15	1100	20
2	Grés	50	35	4000	50
3	Marnes	100	50	1900	40
4	Dolomite	110	15	4000	80
5	Argilites	160	45	2250	50
6	Sel	200	40	5000	100
7	Marnes	?	?	3500	80 (?)

Etant donné que l'objectif de l'imagerie SHR est de détecter et localiser les cavités, nous assumons arbitrairement que la résolution en profondeur  $\delta_R$  et la résolution latérale  $\delta_x$  [1], [2] permettront d'assurer la distinction des « cibles » suivantes (Figure 4) :

- la couche de dolomie d'environ 10 m d'épaisseur ( $\delta_1$ ),
- « l'épaisseur » des cavités remplies d'eau (hauteur toit - plafond). L'épaisseur de cette cible est de l'ordre de 10 - 20 m ( $\delta_9, \delta_{10}$ ),
- l'éventuelle communication entre les cavités 42 - 44 devrait être aussi distinguable ( $\delta_3, \delta_7$ ),
- les épaisseurs de toutes les couches,  $e_{1..6}$ ,
- la profondeur de la cavité 45 par rapport à la couche de dolomie ( $\delta_2$ ),
- Les tailles et les espacements entre les cavités du profil A - A' de l'ordre 20 - 30 m ;
- Taille latérale et profondeur de la carrière 31 et 44 ( $\delta_6, \delta_8, \delta_4$ ).

Les valeurs de résolutions retenues sont résumées dans le tableau 3.

**Tableau 3. Résolutions en profondeur  $\delta_R$  et latérale  $\delta_x$  retenues**

N° de l'interface	Couche	$d_i$ [m]	$e_i$ [m]	Résolution en profondeur $\delta_R$ [m]	Commentaire sur $\delta_R$	Résolution latérale $\delta_x$ [m]	Commentaire sur $\delta_x$
1	Argiles	15	15	$e_1/2 = 15$	Couche repérable	15	Valeur arbitraire
2	Grès	50	35	$e_2/2 = 17$	Couche repérable	15	„
3	Marnes	100	50	$e_3/3 = 17$	Couche repérable	20	Fig.4 - $\delta_6$
4	Dolomie	110	10	$e_4 = 10$	fig. 4. - $\delta_1$	20	
5	Argilites	160	50	10	fig. 4. - $\delta_2$	20	Fig.4 - $\delta_6$
6	Sel	200	40	10	fig. 4. - $\delta_3, \delta_4, \delta_9, \delta_{10}$	20	Fig.4 - $\delta_7, \delta_8$
7	Marnes	?	?	?	pas de cible		pas de cible

#### A.4.2 GEOMETRIE D'ACQUISITION

D'après les valeurs indiquées dans le tableau 2, les profondeurs minimale et maximale des cavités sont comme suit :

- $d_{min} = 100m$  (le toit de la couche de dolomite),
- $d_{max} = 200m$  (le fond de la couche de sel).

Pour déterminer la configuration convenable du profil sismique, les formules suivantes sont utilisées

$$dep_{min} = \frac{d_{min}}{2} = 50m \quad \text{et} \quad dep_{max} = 2 \cdot d_{min} = 200m \quad (1, 2)$$

où  $dep_{min}$  et  $dep_{max}$  indiquent respectivement le déport minimal et maximal.

Nous estimons que la vitesse minimale est celle des ondes de surface dans la couche N° 1. Elle peut être estimée comme la moitié de celle des ondes P dans cette couche, ce qui donne la vitesse  $v_{s1} = v_1/2 = 1100/2 = 550$  m/s.

On suppose que la fréquence maximale exploitable  $f_e$  sera de l'ordre de 100Hz. En appliquant l'équation 3, on obtient une longueur d'onde de surface de 5,5m :

$$\lambda_{min} = \frac{v_{s1}}{f_e} \quad (3)$$

La distance entre les géophones  $\Delta x$  devient :

$$\Delta x < \frac{\lambda_{min}}{2} = \frac{v_{min}}{2 \cdot f_{max}} = 2.75m \quad (4)$$

et finalement le nombre de géophones est estimé comme suit :

$$N = \frac{(dep_{max} - dep_{min})}{\Delta x + 1} = 54 \quad (5)$$

Le tableau 4 résume la géométrie d'acquisition proposée :

**Tableau 4. Géométrie d'acquisition prévisionnelle**

<b>Profile A-A' Profile B-B'</b>	<b>dep<sub>min</sub> [m]</b>	<b>dep<sub>max</sub>[m]</b>	<b>Δx [m]</b>	<b>N</b>
Valeurs calculées	50	200	2.75	54
Valeurs adaptées aux équipements disponibles	50	200	3	48

#### **A.4.3 ESTIMATION DE LA RESOLUTION REELLE - CALCUL SIMPLIFIE**

La résolution réelle est déterminée sur la base des données suivantes :

1. On suppose que la largeur de la fenêtre optimale sera proche de la profondeur cible, c'est-à-dire que  $D = d$  pour chaque profondeur.
2. La fréquence exploitable(dominante)  $f_e$  est de 100 Hz.

Les résolutions sont estimées à partir des formules suivantes:

$$\delta_{xi} = \frac{\lambda_{rms} \cdot d}{D} \quad (6)$$

$$\delta_{Ri} = \frac{\lambda_i}{4} \quad (7)$$

ou  $\lambda_{rms} = v_{rms}/f_e$  et  $\lambda_i = v_i/f_e$  indique la longueur d'onde dans i-ème couche. Les résultats de l'estimation de la résolution sont indiqués dans le tableau 5.



**Tableau 5. Estimation simplifiée de la résolution**

$d_i$ [m]	$v_i$ [m/s]	$v_{rmsi}$ [m/s]	$\lambda_{rmsi}$ [m]	$\lambda_i$ [m]	$\delta x_i$ [m]	$R_{fi}$	$\delta_{Ri}$ [m]
15,0	1100	1100	11,0	11,0	11,0	9,1	2,8
50,0	4000	2644	26,4	40,0	26,4	25,6	10,0
100,0	1900	2272	22,7	19,0	22,7	33,8	4,8
110,0	4000	2437	24,4	40,0	24,4	36,9	10,0
160,0	2250	2387	23,9	22,5	23,9	42,4	5,6
200,0	5000	2760	27,6	50,0	27,6	51,7	12,2

#### A.4.4 ESTIMATION DE LA RESOLUTION REELLE - CALCUL « NUMERIQUE »

Les formules 6 et 7, utilisées dans le paragraphe précédent, issues de la théorie des systèmes d'imagerie, s'adaptent bien à la sismique « profonde » mais ne prennent pas en compte la spécificité de la Sismique Haute Résolution, en particulier :

- l'existence de la fenêtre optimale d'offset. En effet la formule 6 n'est valide que pour  $d_{min} = 0$  ;
- formule (6) s'adapte aux cas où la profondeur est plutôt plus importante que la taille de l'ouverture  $D$  -  $D/d_i \approx 1$  - ce qui n'est pas le cas pour la SHR faible profondeur ;
- la formule (7) suppose une excitation mono fréquentielle, pourtant le signal émis par la source sismique (ondelette - *wavelet*) possède toujours une forme d'impulsion ;
- l'effet de l'atténuation naturelle des ondes est négligé dans les formules (6) et (7).

Afin d'augmenter la fiabilité de l'estimation de la résolution dans les conditions réelles et spécifiques à la SHR, nous avons développé un programme original, appelé « **RESOL** » qui prend en compte ces particularités. Ce programme constituera la partie du programme pilotant la source sismique vibratoire (Procédure de la Génération et de l'Optimisation des Sweeps et du traitement du signal reçu (*PGOS*)). Il permet entre autres d'estimer les résolutions « disponibles » directement en fonction de la géométrie du dispositif, de la forme d'impulsion sismique (ondelette - *wavelet*) et de l'atténuation des couches. Les résultats sont présentés graphiquement et l'opérateur pourrait directement vérifier (sur le terrain) si le dispositif d'imagerie assure le cahier de charge prédéfini. Les résultats des calculs obtenus à l'aide de cet outil sont présentés sur les figures 5 et 6, pour les résolutions en profondeur, et sur la figure 7, pour la résolution latérale.

La figure 5 est partagée en deux parties. Celle de droite correspond à une excitation par la source sismique à la fréquence  $f_e = 100$  Hz. Celle de gauche correspond à une source émettant le signal à la fréquence  $f_e = 200$  Hz. Chacune de ces parties comprend trois graphes, de gauche à droite :

- la fonction de réflectivité de la structure géologique - *h1*. Selon le modèle convolutionnel de la SHR, cette fonction est une suite d'impulsions placées des instants correspondant aux réflexions des cibles. Nous avons pris comme cibles toutes les interfaces géologiques en ajoutant deux interfaces « artificielles » à l'intérieur des couches où la présence des carrières est attendu.
- l'estimation de la trace sismique pour la source émettant le signal sous la forme d'« ondelette de Ricker ». Cette ondelette est semblable à la signature effective des sources vibratoires et est le plus souvent utilisée pour la modélisation en sismique,

- l'estimation de la trace sismique pour la source émettant le signal sous la forme d'« ondelette de Chebychew ». Cette ondelette représente bien signature des sources impulsives.

Le graphe 6 résume les résultats de la figure 5 quantitativement en comparant les valeurs de résolutions « obtenues » à partir des *wavelets* de la fonction de réflectivité (échos) avec celles « demandées ». Elle permet ainsi, d'estimer directement si la résolution obtenue est suffisante.

Le graphe 7 est équivalent au graphe 6 mais concerne la résolution latérale. Trois situations sont considérées - les fréquences  $f_e = 100\text{Hz}$ ,  $f_e = 200\text{Hz}$ , ainsi que  $f_e = 200\text{Hz}$  mais avec l'espacement de géophones différents ( $\delta x = 5\text{m}$ ). Les courbes sur les graphes indiquent la résolution pour la configuration tir au bout (*end-off*) et tir au milieu (*split-spread*) [2] chaque fois pour les deux cas :

- cas théorique : on suppose la correction parfaite de l'amplitude et de NMO ainsi que le rapport D/profondeur étant faible,
- cas réel : on suppose que les corrections d'amplitude et de NMO ne seront pas parfaites.

Il est possible de distinguer trois solutions selon les conditions suivantes :

1. la résolution demandée s'avère être meilleure que ces deux estimations, elle sera considérée comme garantie ;
2. la résolution demandée se trouve entre ces deux limites, on pourrait supposer que le cahier des charges sera tout de même rempli avec une certaine probabilité (cas de compromis) ;
3. la résolution demandée se trouve au dessus de ces limites, l'objectif ne sera pas atteint.

#### A.4.5 COEFFICIENT DE DETECTION DES CAVITES

La possibilité de détecter une cavité dépend de sa taille par rapport à la résolution latérale du système. Afin d'exprimer cette taille selon ces termes, nous avons introduit le coefficient d'anomalie  $AN$  [3],[4] défini initialement comme le rapport entre la surface de la cavité  $S_c$  et la surface de Fresnel  $S_f$ .

$$AN = S_c / S_f \quad \text{pour} \quad S_c < S_f \quad \text{et} \quad AN = 1 \quad \text{pour} \quad S_c \geq S_f \quad (8)$$

Cette définition a une interprétation physique simple : si on admet que la surface « éclairée » à la profondeur  $d$  par l'ouverture  $D$  est assimilée à la zone de Fresnel, la définition (8) exprimerait la surface prospectée et occupée par l'objet à détecter. Selon cette définition,  $AN$  est compris entre 0 et 1. Plus la taille de l'objet augmente, plus le coefficient  $AN$  est grand. Il devient égal à 1 lorsque la surface de l'objet est supérieure ou égale à la surface de Fresnel (dans un tel cas l'objet est « vu » comme une interface géologique infinie). Notre expérience montre qu'une cavité est « détectable » que si  $AN$  est supérieure à une valeur comprise entre 0.35 et 0.5. Sa valeur limite étant la fonction des conditions géologiques du site :

$$AN \leq 0.35 - 0.5 \quad (9)$$

En admettant que sur le site la surface de la cavité  $S_c$  peut être représentée par un cercle de rayon  $R_c$ ,  $AN$  devient :

$$AN = [R_c / R_f]^2 \quad (10)$$

où  $R_f$  est le rayon de la surface de Fresnel, donné dans le Tableau 5. En estimant, à partir de la figure 1 que le rayon moyen de cavité sur site est de  $R_c \geq 20$  m, on obtient les valeurs de  $AN$  indiquées dans le Tableau 6. Selon le critère (9), la détection sera a priori impossible pour la fréquence  $f_e = 100$  Hz mais deviendra possible quand  $f_e$  atteint les 200 Hz.

A noter que l'hypothèse  $S_f$  = surface de Fresnel est très simplifiée et ignore les effets de la directivité du dispositif. Afin de prendre en compte cette directivité le coefficient  $AN$  devrait être déterminé comme suit :

$$AN_{dir} = [2 R_c / \delta_x]^2 \quad (11)$$

où  $S_f$  est prise comme surface circulaire de rayon égal à la moitié de la résolution latérale. Le Tableau 6 donne les valeurs  $AN_{dir}$  obtenues ainsi, en prenant les valeurs de  $\delta_x$  « pessimistes » du graphe 7. Notons que  $AN_{dir}$  est considérablement plus élevé que  $AN$ . Ceci suggère que la détection sera possible dans tous les cas. Finalement, si on admet que  $AN$  et  $AN_{dir}$  donnent respectivement les limites « pessimiste » et « optimiste », la détection des cavités sur le site devrait être faisable quelle que soit la marge de sécurité considérée.

**Tableau 6.** Valeurs du coefficient  $AN$  pour les différentes profondeurs des cavités

Profondeur (m)	$R_{fi}$ f=100	AN f=100	AN f=100	$AN_{dir}$ f=100	$R_{fi}$ f=200	AN f=200	$AN_{dir}$ f=200
110,0	36,9	0.3	0.3	1	25	0.64	1
160,0	42,4	0.22	0.22	1	30	0.44	1
200,0	51,7	0.15	0.15	0.6	36	0.3	1

## CONCLUSIONS

En comparant les résolutions demandées (Tableau 3) avec les résultats obtenus (Tableau 5 et figures 6 et 7) on peut en déduire que la fréquence de 100 Hz ne sera probablement pas suffisante pour remplir le cahier des charges dans le sel et les argilites et que l'augmentation de  $f_e$  à 200 Hz apporte la solution au problème, en incluant une « marge de sécurité ». Notons que cette solution s'accorde bien avec les résultats de l'analyse du coefficient  $AN$ . Une amélioration de la résolution latérale sera aussi possible en augmentant  $\Delta x$  avec  $N$  constant. Notons que l'augmentation de la fréquence est plus réaliste si on utilise la source vibratoire. Cette conclusion confirme et justifie notre recherche qui porte sur l'optimisation de la source vibratoire.

D'autre part, il faut souligner que notre estimation, en ce qui concerne la fréquence maximale exploitable prise pour les calculs, semble être assez pessimiste. Il est donc possible de dépasser la fréquence 100 Hz, ce qui ne peut qu'améliorer la résolution.

La même situation peut se produire dans le cas d'utilisation des sources à ondes S. Ces ondes plus lentes que les ondes P, fournissent « automatiquement » une meilleure résolution pour la même fréquence.

Toutes les simulations ont été faites pour la configuration « *end-off* » [2]. Les résultats d'estimation de la résolution latérale montrent que la configuration « *split-spread* » du dispositif d'acquisition assure la résolution demandée, même pour  $f_e=100\text{Hz}$ . Cette solution pourra être considérée comme la solution de réserve.

Les choix possibles envisagés sont résumés dans le tableau 7. La décision finale doit être prise sur le terrain et sur la base des tirs test.

**Tableau 7.** Choix possibles de la géométrie d'acquisition SHR envisagée

Version	dep <sub>min</sub> [m]	dep <sub>max</sub> [m]	$\Delta x$ [m]	N	f <sub>e</sub>
De base	50	200	3	48	100
Fréquence améliorée	50	200	3	48	150-200
Antenne allongée	20	270	5	48	200
Split spread	+/-50	+/-200	3	48	100

## A.5 REFERENCES

- [1] B.Piwakowski, « Mise en œuvre de la sismique haute résolution : application au site de Gréasque » rapport pour l' INERIS 1999,
- [2] B.Piwakowski, Ch.Leonard, I.Shahrour « LA SISMIQUE REFLEXION HAUTE RESOLUTION, UN OUTIL POUR LA RECONNAISSANCE DES COUCHES SUPERFICIELLES » Revue Francaise de Geotechnique 2003 N°101 pp 23 -33
- [3] B.Piwakowski, J.M.Watelet, D.Moreaux, (1997a) High resolution seismic prospecting of old gypsum mines - evaluation of detection possibilities", *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, vol 2 (2). 1997.
- [4] B.Piwakowski, I.Shahrour (1998) " Imagerie du proche sous sol par sismique haute résolution: Application à la détection des cavités", *Bull. lab. Ponts et Chaussées* vol 214 Mars-Avrilpp(19-29)

# **CONCESSION SALINE D'ART SUR MEURTHE**

## **Pistes de la Rape**

### **Projection horizontale des cavités vues par sonar**

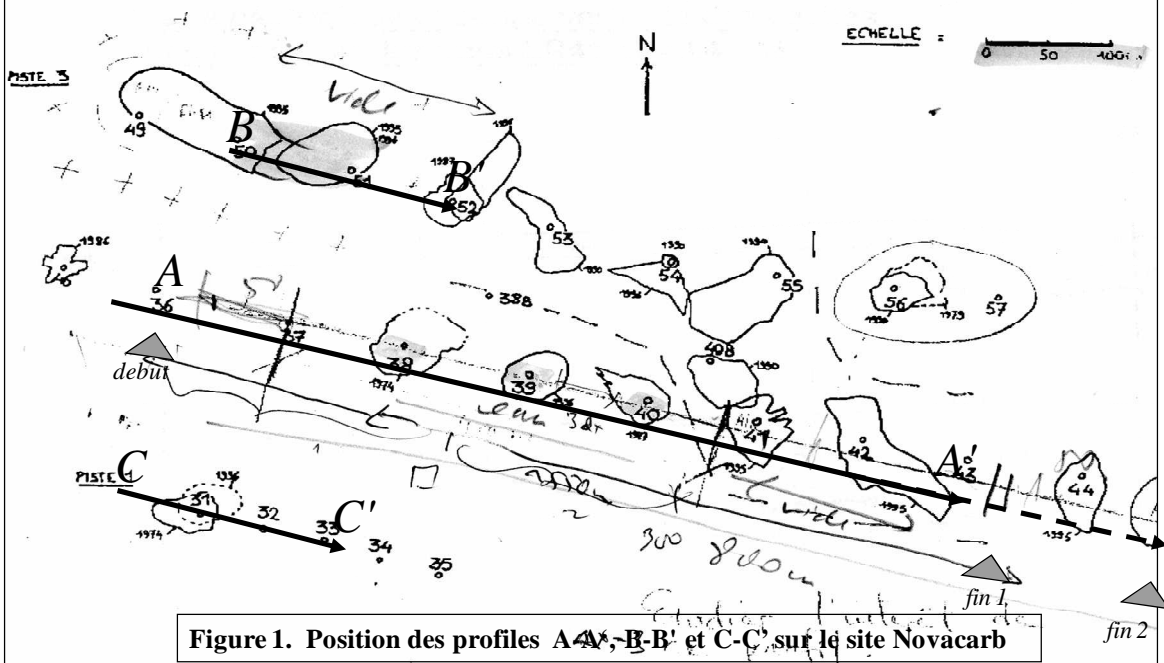


Figure 1. Position des profiles A-A', B-B' et C-C' sur le site Novacarb'

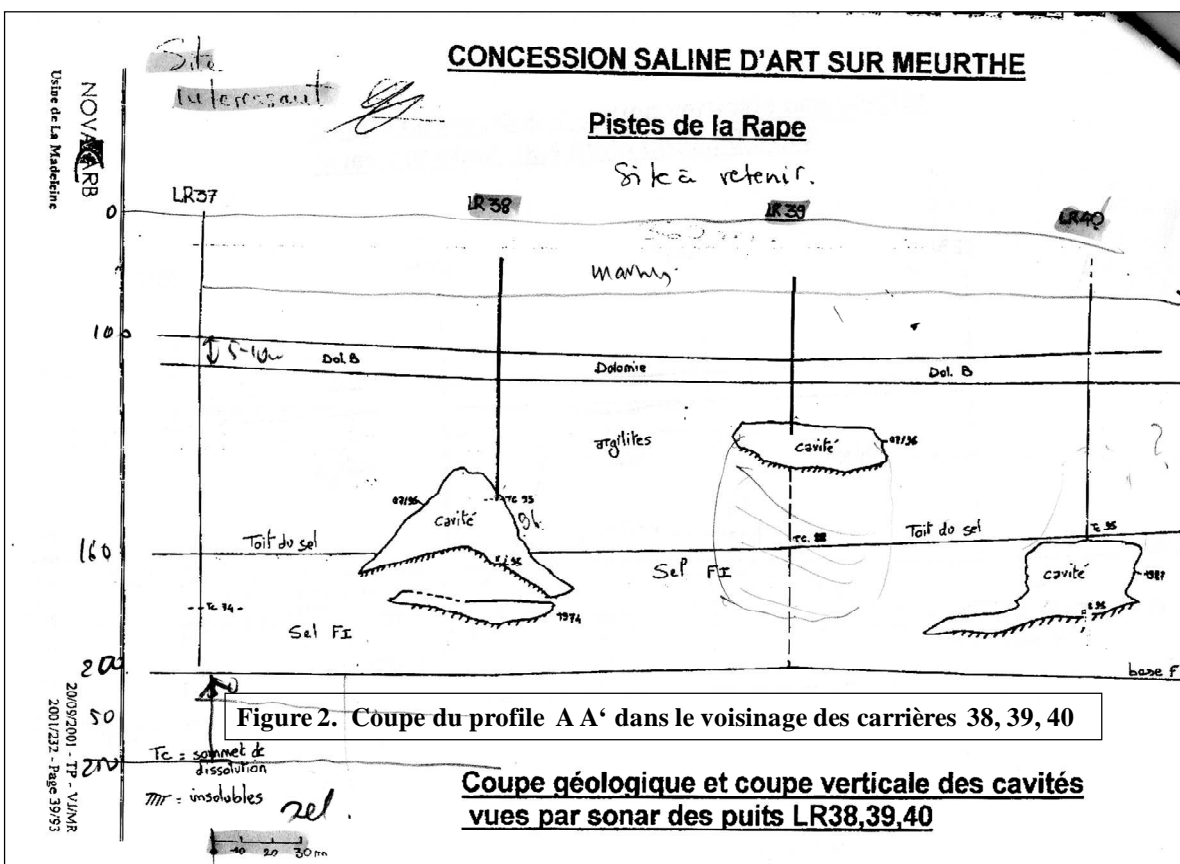


Figure 2. Coupe du profile A A' dans le voisinage des carrières 38, 39, 40

**Coupe géologique et coupe verticale des cavités vues par sonar des puits LR38,39,40**

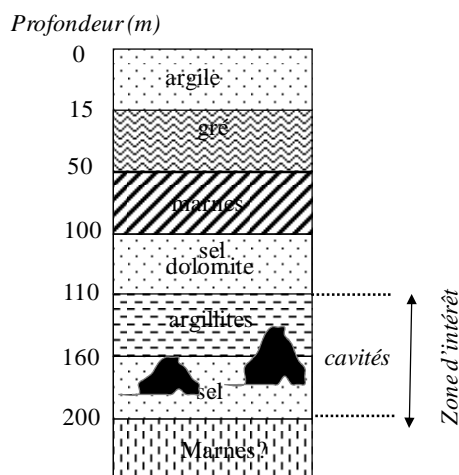


Figure 3. Structure géologique "moyenne" des profiles A-A' et C-C'

### CONCESSION SALINE D'ART SUR MEURTHE

#### Pistes de la Rape

#### Coupe géologique et coupe verticale des cavités vues par sonar des puits LR41,42,43,44,45

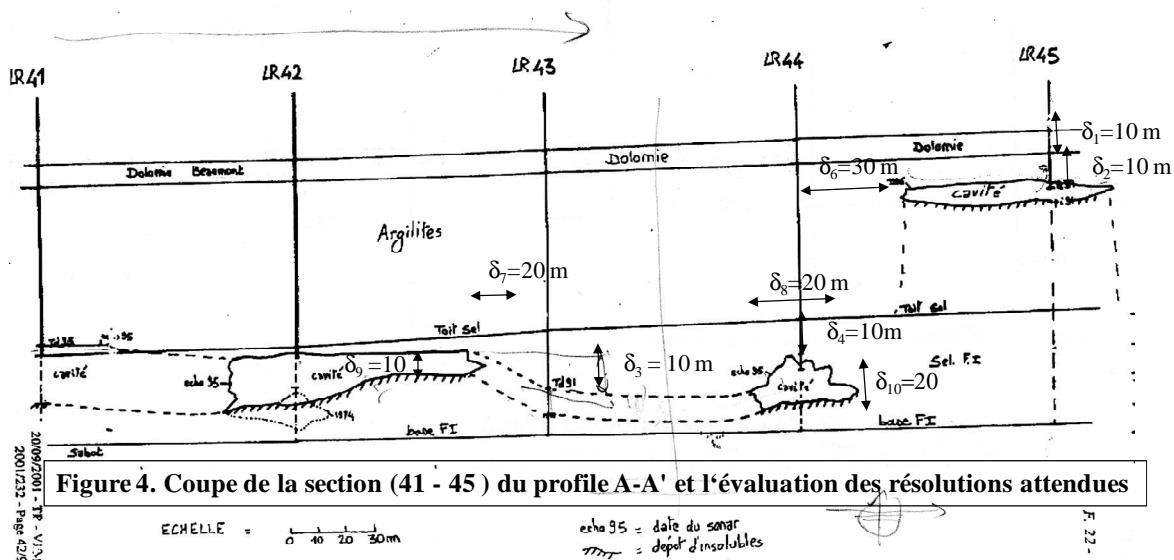
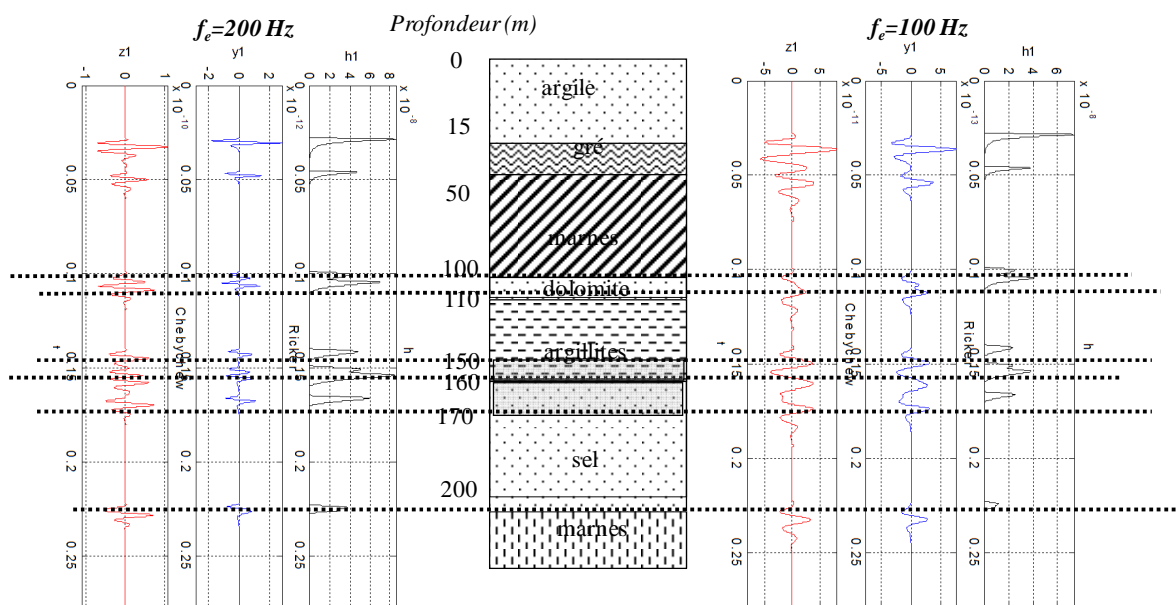
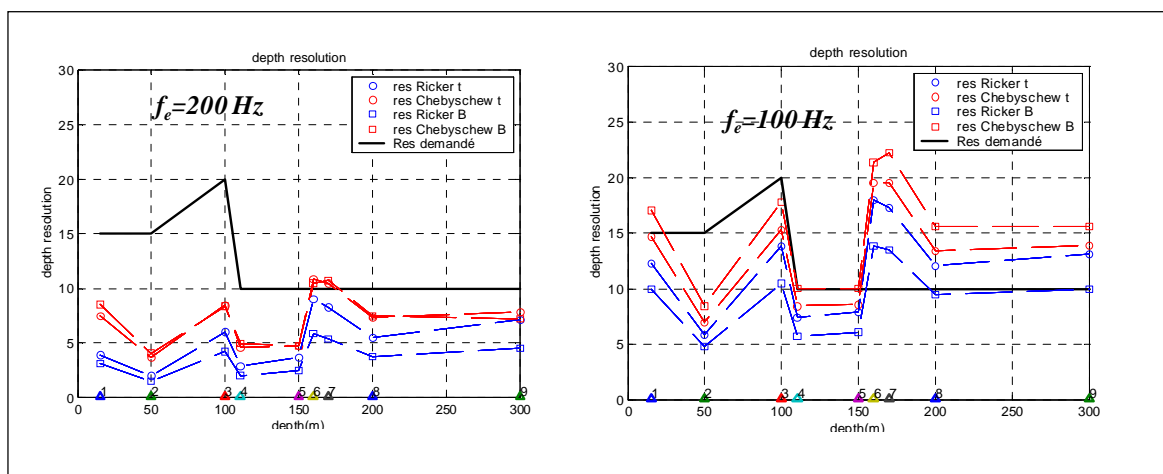


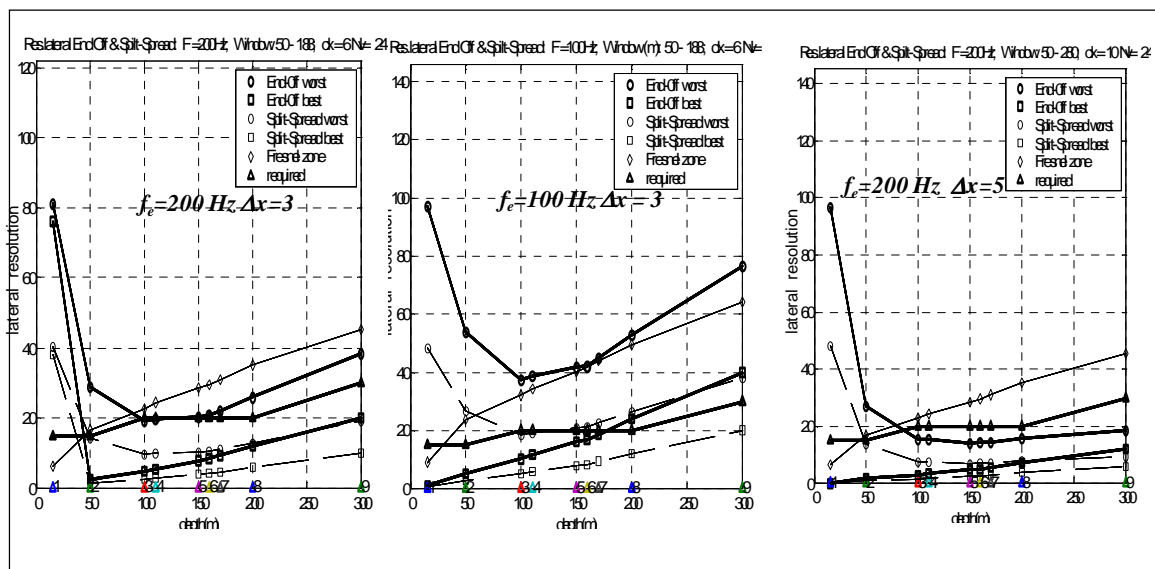
Figure 4. Coupe de la section (41 - 45) du profile A-A' et l'évaluation des résolutions attendues



**Figure 5. Simulation de la résolution en profondeur. Traces sismique pour deux fréquences dominantes.**  
 Les interfaces sur  $d = 150$  et  $170$  ont été définie « artificiellement », afin de tester la résolution dans cette zone



**Figure 6. Interprétation quantitative des résultats de la figure 5.**  
 La résolution « demandée » sera obtenue pour ces profondeurs ou les courbes se trouvent au dessous de la courbe continue (indiquant la résolution attendue).  
 Pour  $f_e = 100$  Hz la résolution ne sera pas suffisante dans la couche du sel (profondeur = 150- 200). Augmentation de  $f_e$  à 200 Hz assure la résolution demandée



**Figure 7. Analyse de la résolution latérale**

La résolution « demandé » sera obtenue de façon « sure » pour ces profondeurs ou les courbes « o » et « sq » se trouvent au dessous de la courbe continue (tr) qui indique la résolution attendue.

Un compromis acceptable correspond à la situation où la source « tr » se trouve entre les courbes « o » et « sq »

Sur la figure la situation « compromis » est obtenue pour  $f_c = 100$  Hz pour  $d < 100$  m.

Augmentation de  $f_c$  à 200 Hz assure un compromis pour  $d > 50$  m

Augmentation du  $f_c$  à 200 Hz et l'augmentation de l'espace entre les géophones  $\Delta x = 5$  donne la résolution « sure » pour  $d > 70$  m



**ANNEXE B**

**SECTIONS SISMIQUES OBTENUES LORS DES  
EXPERIMENTATIONS SHR DANS LE CONTEXTE  
SALIN**



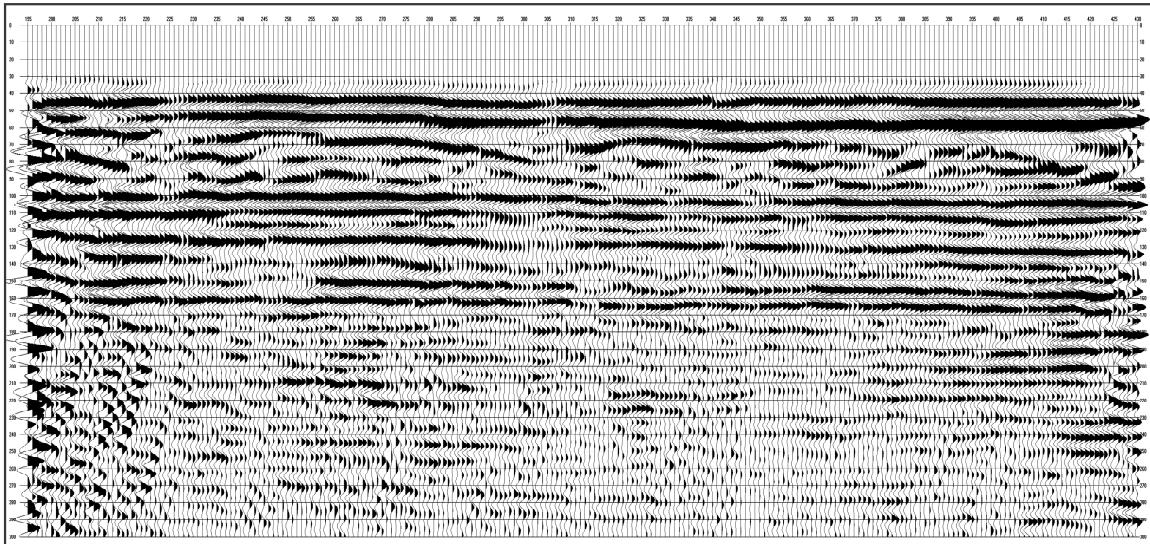


Figure B.1 : (Chapitre V.2.5.1, Figure V.10) Section sismique pour la source Betsy gun.

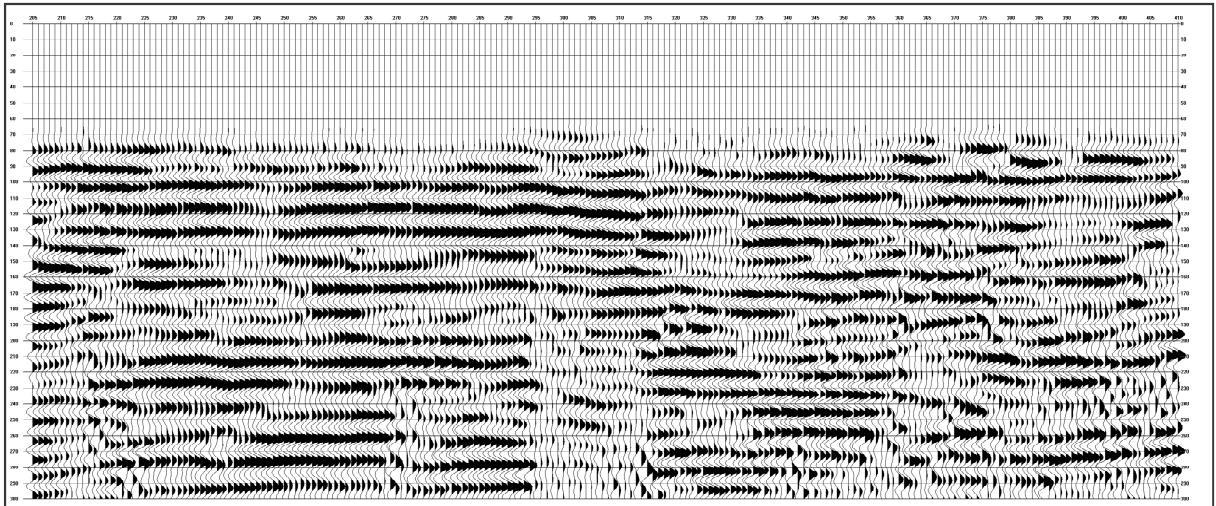


Figure B.2 : (Chapitre V.2.5.1, Figure V.10) Section sismique pour la source Buffalo gun.

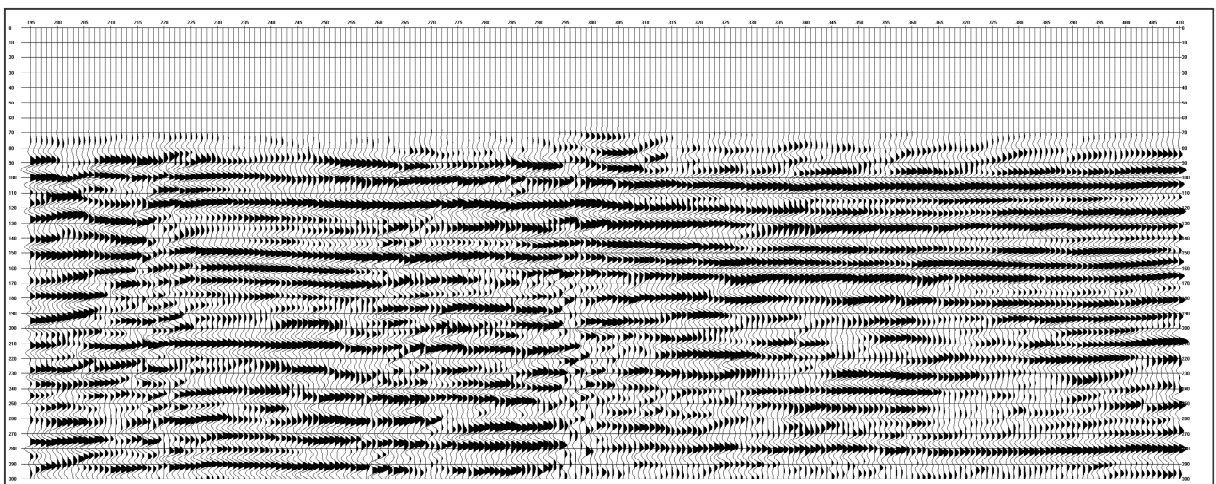


Figure B.3 : (Chapitre V.2.5.1, Figure V.10) Section sismique pour la source dynamique.

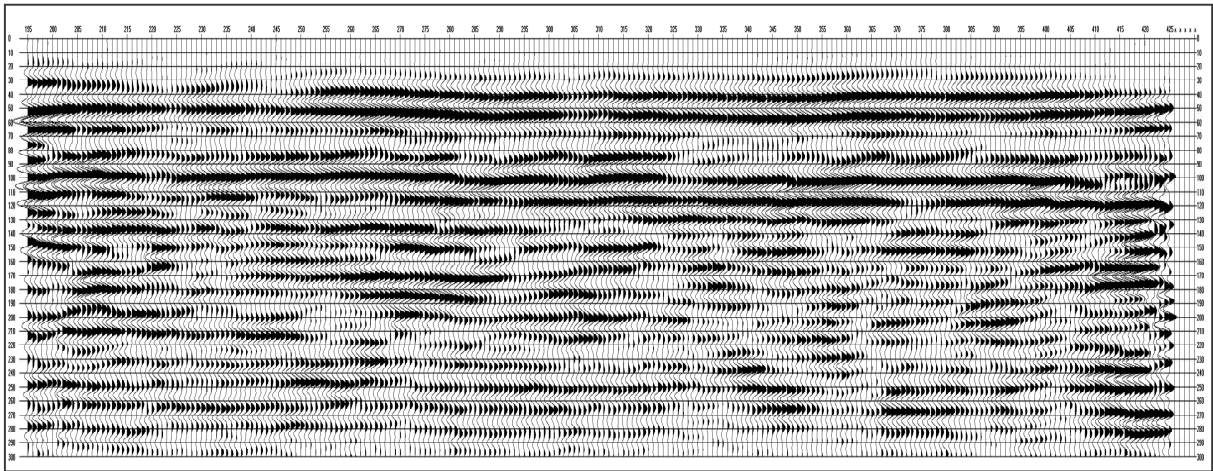


Figure B.4 : (Chapitre V.2.5.1, Figure V.10) Section sismique pour la source Vib-P-DUT

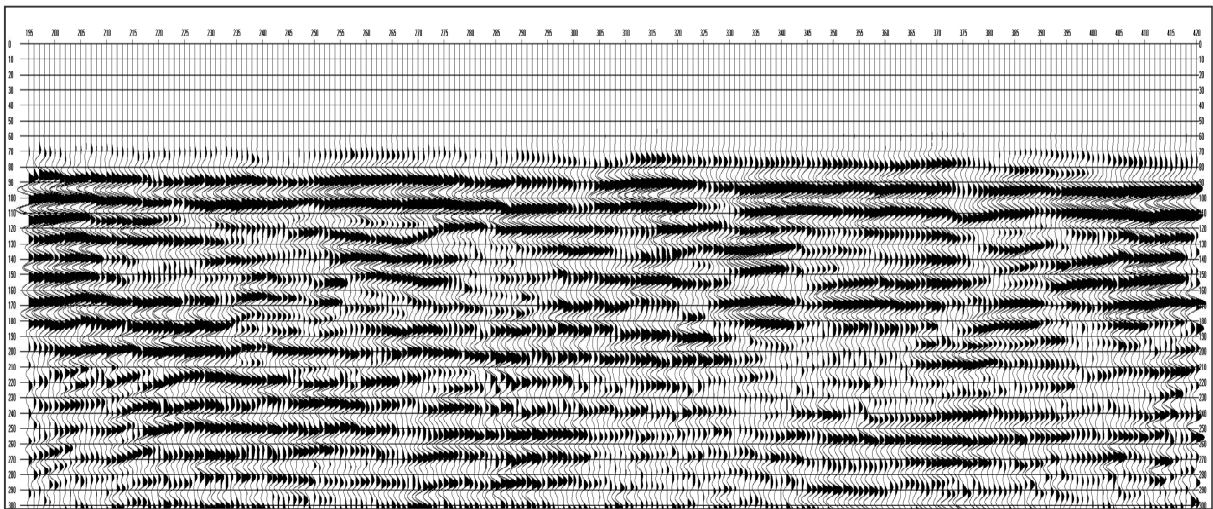


Figure B.5 : (Chapitre V.2.5.1, Figure V.10) Section sismique pour la source Vib-PA

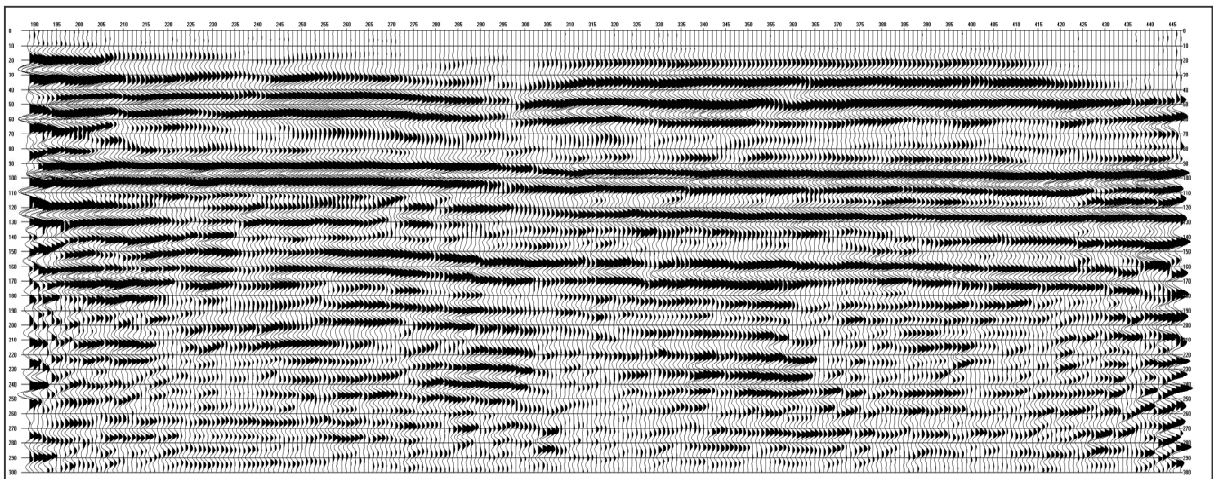


Figure B.6 : (Chapitre V.2.5.1, Figure V.10) Section sismique pour la source Vib-PP

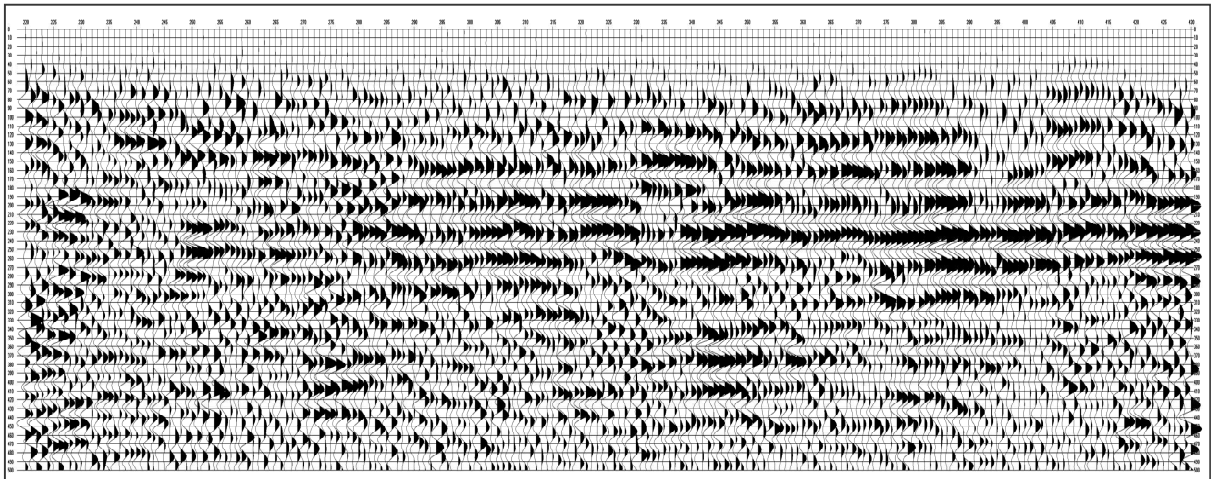


Figure B.7 : (Chapitre V.2.5.1, Figure V.10) Section sismique pour la source Vib-S-UU.

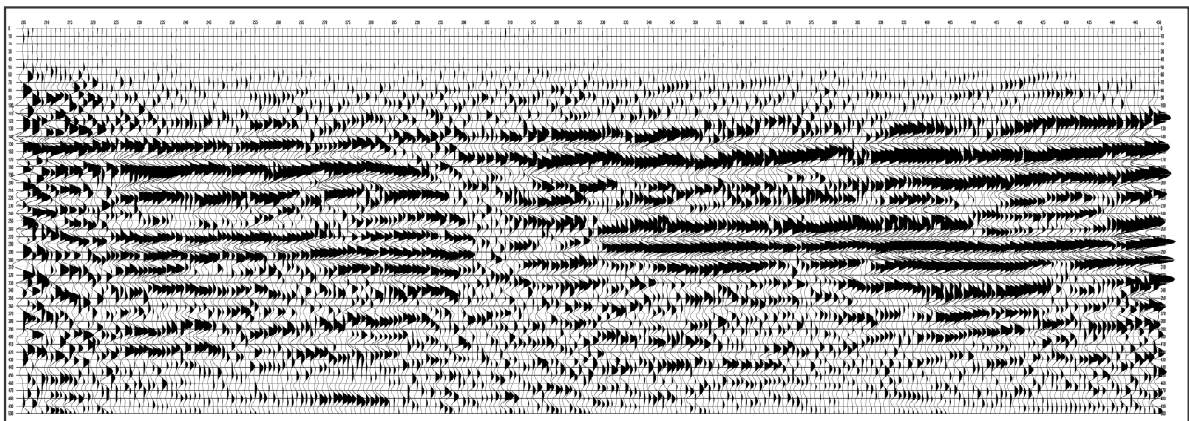


Figure B.8 : (Chapitre V.2.5.1, Figure V.10) Section sismique pour la source Vib-S-EI.



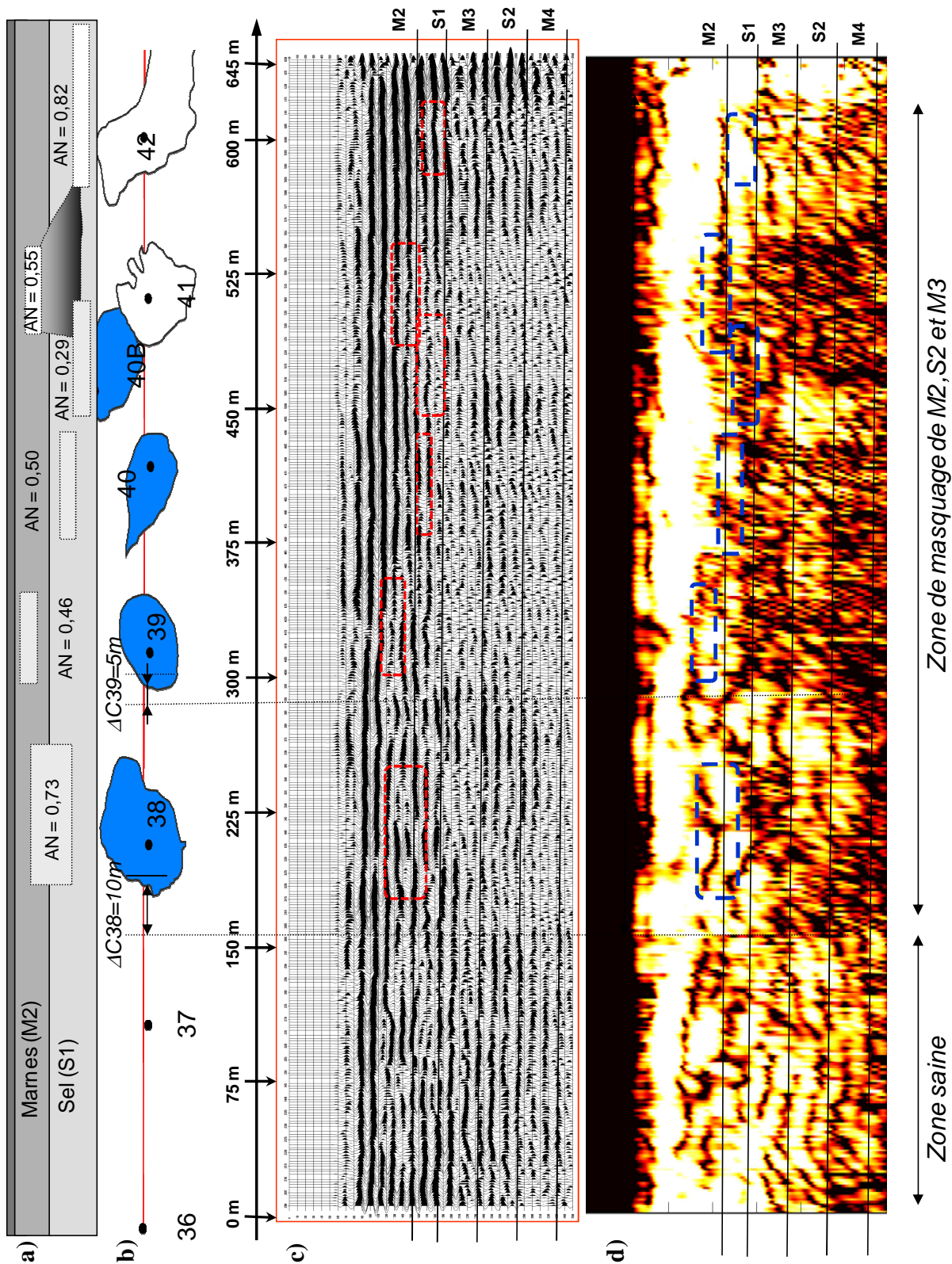
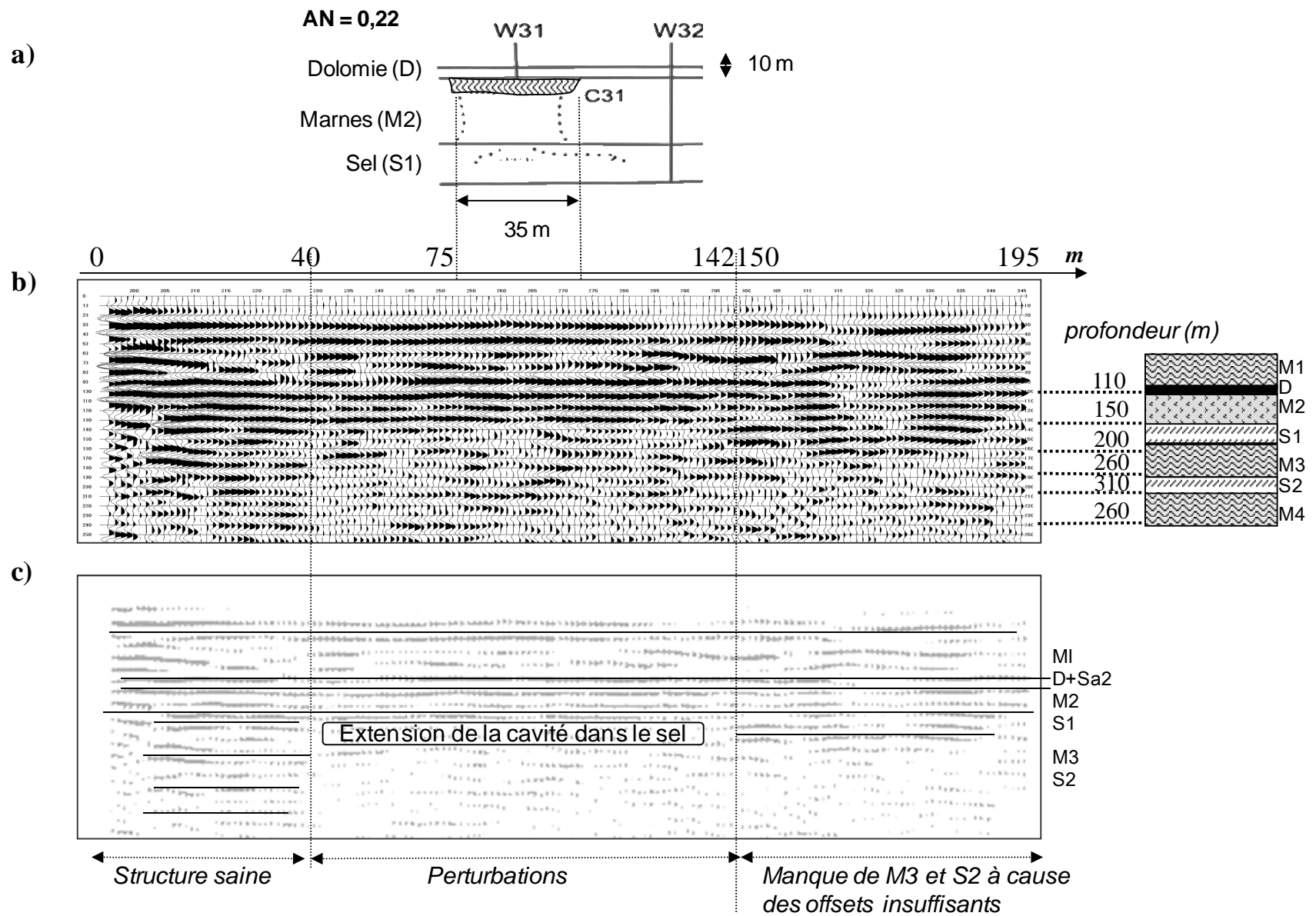


Figure B.9 : (Chapitre V.3.2.1, Figure V.15) Interprétation du profil AA : (a) Représentation schématique de positions verticales des cavités avec coefficients AN calculés ; (b) Section horizontale des cavités (sonar) ; (c) Section sismique obtenue ; (d) Amplitude instantanée de (c). Les rectangles indiquent les positions des cavités.

Figure B.10 : (Chapitre V.3.3.1, Figure V.16) Résultats pour le profil BB : (a) Section sonar de la cavité C31. Les pointillés indiquent les traces de progression de la cavité ; (b) Section sismique ; (c) Interprétation de la section (b).



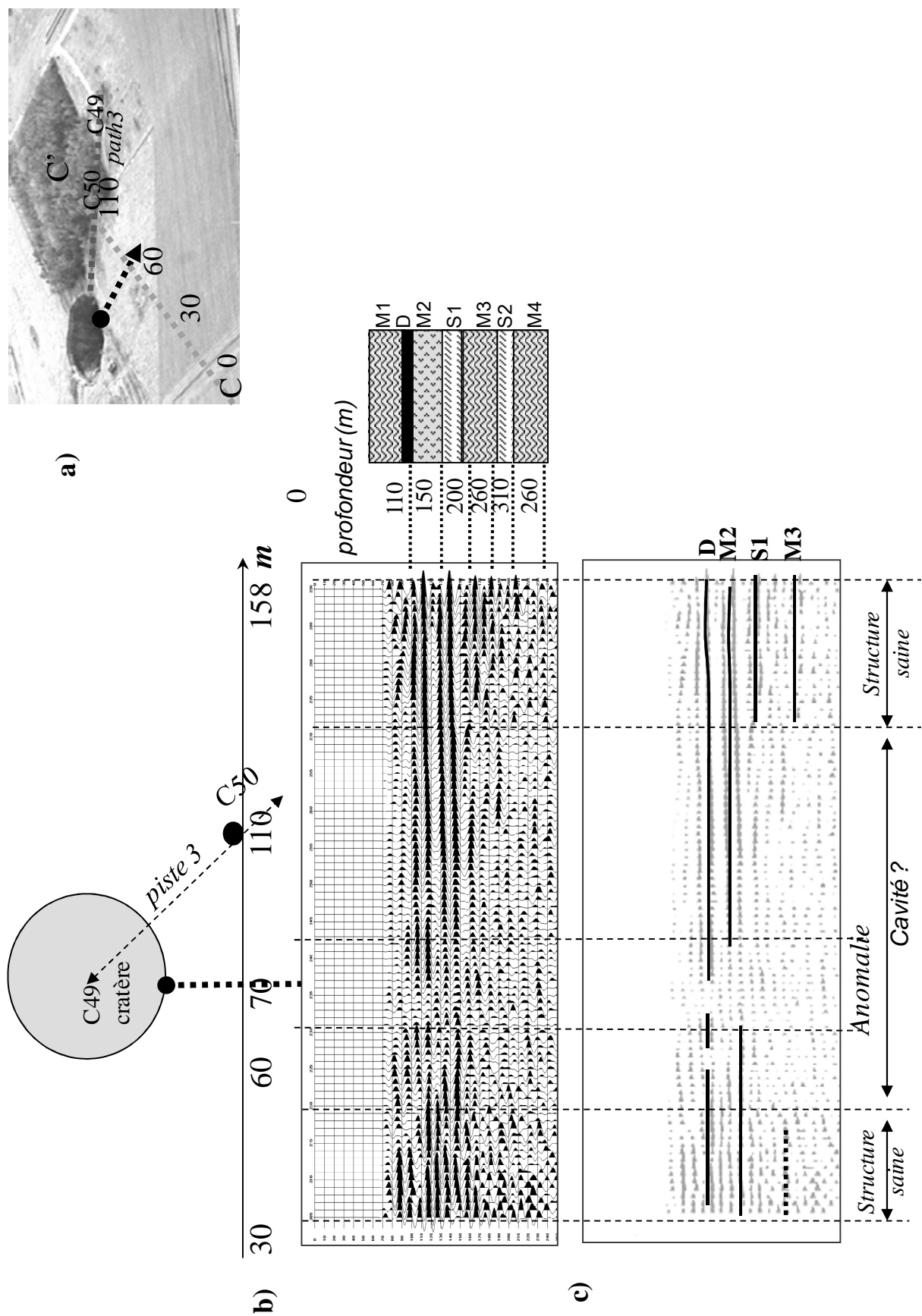


Figure B.11 : (Chapitre V.3.4.1, Figure V.17) Interprétation du profil CC : (a) Photographie aérienne de la zone d'effondrement et position du profil ; (b) et (c) Section sismique avec interprétation.



**ANNEXE C**

**ETUDE DE FAISABILITE POUR LES MESURES SHR  
DANS LE CONTEXTE DES MARNIERES DE HAUTE  
NORMANDIE**

*(Extrait du rapport préparé par Pierre Vaudelet, Arkadiusz Kosecki et Bogdan Piwakowski)*



## C.1 CONTEXTE ET OBJECTIFS

Cette étude s'inscrit dans le cadre d'un volet du programme de recherche BCRD-04 qui s'intitule « Détection et caractérisation des cavités souterraines par la technique de la sismique réflexion haute résolution (SHR) ». L'objectif principal est d'évaluer la faisabilité de l'application de la technique SHR dans le contexte de marnières. Il s'agit plus précisément de configurer l'acquisition SHR de manière à répondre aux objectifs scientifiques suivants :

- détection et localisation des marnières situées à environ 20 à 40 mètres de profondeur, sans connaissance *a priori* de sa position
- identification d'un éventuel effondrement des cavités

L'étude de faisabilité consiste à estimer les paramètres d'acquisition suivant des critères théoriques afin d'adapter au mieux l'imagerie SHR aux objectifs précités. Il s'agit notamment de préciser :

- le type de source sismique ainsi que la bande fréquentielle des géophones ;
- la longueur des profils et le nombre de géophones nécessaires ;
- la position optimale des profils SHR (géophones + points de tir) par rapport à la cible ;
- les paramètres géométriques (déports, distance entre profils...) ;
- les résolutions latérales et verticales attendues.

## C.2 CONFIGURATION DE L'ACQUISITION SHR

### C.2.1 IDENTIFICATION DES PROFILS SISMQUES

La mission inclura les expérimentations SHR dans deux sites :

- Le premier est une marnière exploitée sur un étage sous une parcelle de la commune d'Eturqueraye (27) située à environ 40 km à l'ouest de Rouen.
- Le second site est une marnière se situant à Goderville (76) située à environ 30 km à nord-est du Havre. Une expérimentation SHR a été déjà effectuée sur ce site (en 2002).

La géologie des sites et la nature des cavités sont similaires (cf. contexte géologique et minier).

#### C.2.1.1 SITE D'ETURQUERAYE

**Objectif :** détecter la marnière sur le site, sans connaissance *a priori* de sa position.

La SHR sera réalisée sur deux profils perpendiculaires, A-A et B-B qui feront 300 mètres de longueur, sans connaissance précise de la position de la marnière. Les positions approximatives des profils sont illustrées sur la figure 1.

La position exacte des profils sera mise sur le plan cadastral de la parcelle par LRPC Rouen en concertation avec le propriétaire de la parcelle. Ils sont les seuls à connaître la position de la marnière.

#### C.2.1.2 SITE DE GODERVILLE

**Objectif :** visualiser la marnière connue et comparer les résultats avec ceux obtenus en 2002. Mettre en valeur le progrès accompli dans la méthodologie de la SHR obtenue grâce à la recherche dans le cadre du BCRD.

La SHR sera réalisé sur un profil C-C, identique à celui réalisé en 2002 sauf qu'il devrait être plus long de 60 mètres minimum. La position du profil est illustrée sur la figure 2.

## C.2.2 TEST DES SOURCES SISMIQUES

Les tests envisagés ont pour but de déterminer la source la plus appropriée à l'auscultation des marnières en vue de répondre aux objectifs de la recherche au moyen de :

- Comparaison de sources sismiques diverses : les sources classiques (*impulsionnelles*) et les sources vibratoires ;
- Comparaison des images obtenues avec les ondes P (longitudinales) et S (transversales).

Lors de l'expérimentation, il est prévu de tester 2 types de sources sismiques pour tous les profils :

- Sources impulsionnelles (*Shot gun* ou *Betsy gun*, le choix sera fait sur le terrain en fonction des résultats)
- Vibrateurs à ondes P développés par l'EC Lille (PA ou PP, le choix sera fait sur le terrain en fonction des résultats).

De plus, les profils B-B et C-C seront réalisés avec le vibreur à ondes S développé à EC Lille.

## C.3 CONTEXTE GEOLOGIQUE ET MINIER

### C.3.1 CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les sites se situent dans le bassin parisien. La présence de la mer de l'ère secondaire jusqu'à la fin de l'ère tertiaire explique que sous-sol sédimentaire est composé de couche calcaire pouvant dépasser plusieurs centaines de mètres. Les formations superficielles sont composées d'argile et de limon d'épaisseur variable. La couche calcaire est principalement constituée d'épaisses couches de craie du crétacé supérieur et elle est généralement recouverte d'une couche d'argile à silex qui peut atteindre 10 mètres.

### C.3.2 CONTEXTE MINIER

Les cavités peuvent être d'origine naturelle (karstique) ou anthropique (argilière, marnière, carrière de craie pour four à chaux, sablière ou cailloutière). Dans le cas du site pilote, il s'agit d'une marnière exploitée pour amender les terrains agricoles. La roche extraite est de la craie tendre.

La règle habituelle était de commencer l'exploitation au premier banc de silex dur 3 à 4 mètres après l'interface *argile à silex/craie*. Leur profondeur varie de 5 à 70 mètres et est en moyenne de 25 mètres (cf. *fig.3*).

La forme et la taille des marnières sont extrêmement variables. Elles sont souvent sur deux niveaux séparés de 5 à 15 mètres ou plus rarement sur trois ou quatre niveaux. Le type d'extraction le plus fréquente dans la région est l'exploitation '*par puits et par chambres*'. Un puits d'environ un mètre de diamètre puis une galerie horizontale (œillard) mènent sur une chambre d'où la craie fut extraite. Les dimensions de la chambre sont de 30\*15\*3 mètres. Il peut y avoir une ou deux chambres de part et d'autre du puits (cf. *fig.4*).

Les cavités peuvent donc recouvrir une zone maximale d'environ 60 mètres sur 15.

## C.4 ORGANISATION DES TRAVAUX SUR SITE

Les dates de mesures sont prévues entre le 8 et le 22 Juillet 2006. La durée minimale des travaux est estimée à 10 jours (3 profiles/sites x 3 câbles x 50 x 3 sites = 1350 points x 4 min. = 90 heures). Le planning proposé est donné dans le tableau ci-dessous (cf. *tab.1*).

**Tab.1** Planning des mesures

Jour	Durée	Tâche	A-A (300 m)	B-B (300 m)	C-C (150 m)	source
1	1	Installation du matériel (sect. 1 et 2) Acquisition source impulsionnelle. Trous pour <i>Buffalo gun</i> si nécessaire.	X			<i>Betsy gun</i> <i>ou Buffalo</i>
2, 3	2	Acquisition source imp. (sect. 3) Traitement des données sources imp. Acquisition Vibro P (sect. 1,2 et 3)	X			<i>Vib-PP</i>
4	1	Installation du matériel (sect. 1 et 2) Acquisition source imp. Trous pour <i>Buffalo gun</i> si nécessaire		X		<i>Betsy gun</i> <i>ou Buffalo</i>
5, 6, 7, 8	4	Acquisition source imp. (sect. 3) Section 1,2 et 3 : Acquisition Vibro P Changement des géophones Acquisition Vibro S		X		<i>Betsy gun</i> <i>ou Buffalo</i> <i>Vib-PP</i> <i>Vib-S-EI</i>
9	1	Réserve/repos				
10	1	Installation du matériel (sect. 1 et 2) Acquisition Vibro S Trous pour <i>Buffalo gun</i> si nécessaire			X	<i>Vib-S</i>
11, 12, 13	3	Acquisition Vibro S (sect. 3) Changement des géophones Section 1,2 et 3 : Acquisition Vibro P Acquisition source imp.			X	<i>Betsy gun</i> <i>ou Buffalo</i> <i>Vib-PP</i> <i>Vib-S-EI</i>
14	1	Repos/réserve/retour				

## C.5 EVALUATION DE LA GEOMETRIE ET DES PARAMETRES D'ACQUISITION

### C.5.1 DONNEES DES PROFILS ET RESOLUTION ATTENDUES

La géologie est similaire dans les deux sites. Le log lithologique moyen et les paramètres physiques de la structure sont reportés dans le tableau ci-dessous (cf. *tab.2*).

**Tab 2** Log lithologique géologique moyen

Log lithologique	Prof.	Vp (intervalle)	Q
Limon	2 m.	400 m/s	10
Argile à silex		800 m/s	15
Craie altérée	17-35 m.		
Craie à silex	20-40 m.	1000 m/s	20
Marnières		1500 m/s	20
Craie saine	60 m.	2400 m/s	40

Nous savons que la profondeur de l'interface argile/craie dont dépend la profondeur des marnières est différente pour les deux sites. Pour le site d'Eturqueraye, elle se situe vers 17 m d'où une profondeur de marnière d'environ 20 m. Pour le site de Goderville, cette interface se situerait vers 35 m (profondeur de marnière : environ 40 m).

Ces informations serviront de données d'entrée à cette étude.

### C.5.2 GEOMETRIE D'ACQUISITION

D'après les valeurs indiquées dans le log (cf. *tab.2*), les profondeurs minimale et maximale des cavités sont comme suit :

- $d_{min} = 20m$  (pour le site d'Eturqueraye) et  $d_{min} = 40$  (pour le site de Goderville),
- $d_{max} = 60m$

Pour déterminer la configuration convenable du profil sismique, les formules suivantes sont utilisées :

$$dep_{min} = \frac{d_{min}}{2} \quad (5.1)$$

$$dep_{max} = 2 \cdot d_{max} \quad (5.2)$$

où  $dep_{min}$  et  $dep_{max}$  indiquent respectivement le départ minimal et maximal.

On obtient pour les deux sites :

- Goderville :  $dep_{min} = 20 m$  et  $dep_{max} = 80 m$
- Eturqueraye :  $dep_{min} = 10 m$  et  $dep_{max} = 40 m$

Nous estimons que la vitesse minimale est celle des ondes de surface dans la couche n° 1. Elle peut être estimée comme la moitié de celle des ondes P dans cette couche, ce qui donne la vitesse minimale :  $v_{s1} = v_1/2 = 400/2 = 200 m/s$ .

On suppose que la fréquence maximale exploitable  $f_e$  sera de l'ordre de 100Hz. En appliquant l'équation

$$\lambda_{min} = \frac{v_{s1}}{f_e} \quad (5.3)$$

on obtient une longueur minimale d'onde de surface de 2 m. Cette valeur étant sous-estimée,  $\lambda_{min} = 4$  m (correspondante à la vitesse dans l'argile) est plus réaliste

La distance entre les géophones  $\Delta x$  devient :

$$\Delta x < \frac{\lambda_{min}}{2} = \frac{v_{min}}{2 \cdot f_{max}} = 1 \text{ à } 2m \quad (5.4)$$

et finalement le nombre de géophones est estimé comme suit :

$$N = \frac{(dep_{max} - dep_{min})}{\Delta x} + 1 \quad (5.5)$$

Les tableaux suivants résument la géométrie d'acquisition proposée (cf. *tab.4* et *tab.5*).

**Tab.4** Géométrie d'acquisition prévisionnelle pour le site de Goderville

Profile A-A Profile B-B	$dep_{min} [m]$	$dep_{max}[m]$	$\Delta x [m]$	$N$
Valeurs calculées	20	80	1	61
Valeurs adaptées au cahier de charges temporel te basés sur l'expérience de la campagne 2002	6	100	2	48

\*

**Tab.5** Géométrie d'acquisition prévisionnelle pour le site d' Eturqueraye

Profile C-C	$dep_{min} [m]$	$dep_{max}[m]$	$\Delta x [m]$	$N$
Valeurs calculées	10	40	1	31
Valeurs adaptées aux équipements disponibles	10	50	1	48

### C.5.3 ESTIMATION DE LA RESOLUTION - CALCUL SIMPLIFIE

La résolution réelle est déterminée sur la base des données suivantes :

- On suppose que la largeur de la fenêtre optimale sera proche de la profondeur cible, c'est-à-dire que  $D = d$  pour chaque profondeur
- La fréquence exploitable  $f_e$  est de 100 Hz.

Les résolutions sont estimées à partir des formules suivantes :

$$\delta_{xi} = \frac{\lambda_{rms} \cdot d}{D} \quad (5.6)$$

$$\delta_{Ri} = \frac{\lambda_i}{4} \quad (5.7)$$

où  $\lambda_{rms} = v_{rms}/f_e$  et  $\lambda_i = v_i/f_e$  indique la longueur d'onde dans i-ème couche. Les résultats de l'estimation de la résolution sont indiqués dans les tableaux ci-dessous (cf. *tab.6* et *tab.7*).

**Tab.6** Estimation simplifiée de la résolution pour le site de Goderville

$d_i$ (m)	$V_i$ (m/s)	$V_{rms}$ (m/s)	$\lambda_i$ (m)	$\lambda_{rms}$ (m)	$\delta_{xi}$ (m)	$R_{fi}$	$\delta_{Ri}$ (m)
2.0	400.0	400.0	4.0	4.0	4.0	2.0	1.0
35.0	800.0	766.9	8.0	7.7	7.7	11.6	2.0
40.0	1000.0	793.0	10.0	7.9	7.9	12.6	2.5
45.0	1500.0	854.0	15.0	8.5	8.5	13.9	3.8
50.0	1500.0	905.4	15.0	9.1	9.1	15.0	3.8
60.0	1500.0	986.8	15.0	9.9	9.9	17.2	3.8
100.0	2400.0	1415.5	24.0	14.2	14.2	26.6	6.0

**Tab.7** Estimation simplifiée de la résolution pour le site d' Eturqueraye

$d_i$ (m)	$V_i$ (m/s)	$V_{rms}$ (m/s)	$\lambda_i$ (m)	$\lambda_{rms}$ (m)	$\delta_x$ (m)	$R_{fi}$	$\delta_{Ri}$ (m)
2.0	400.0	400.0	4.0	4.0	4.0	2.0	1.0
17.0	800.0	734.1	8.0	7.3	7.3	7.9	2.0
20.0	1000.0	769.3	10.0	7.7	7.7	8.8	2.5
25.0	1500.0	883.3	15.0	8.8	8.8	10.5	3.8
30.0	1500.0	967.0	15.0	9.7	9.7	12.0	3.8
60.0	1500.0	1204.4	15.0	12.0	12.0	19.0	3.8
100.0	2400.0	1590.9	24.0	15.9	15.9	28.2	6.0

Les lignes surlignées en bleu sont des interfaces fictives qui permettent de juger de la résolution horizontale au niveau et en dessous des cavités dans la couche correspondante aux marnières.



#### C.5.4 ESTIMATION DE LA RESOLUTION - CALCUL NUMERIQUE

Les formules 5.6 et 5.7, utilisées dans le paragraphe précédent, issues de la théorie des systèmes d'imagerie, s'adaptent bien à la sismique « profonde » mais ne prennent pas en compte la spécificité de la Sismique Haute Résolution, en particulier :

- l'existence de la fenêtre optimale d'offset. En effet la formule (5.6) n'est valide que pour  $d_{min} = 0$ ,
- formule (5.6) s'adapte aux cas où la profondeur est plutôt plus importante que la taille de l'ouverture  $D - D/di \approx 1$  - ce qui n'est pas le cas pour la SHR faible profondeur,
- la formule (7) suppose une excitation mono fréquentielle, pourtant le signal émis par la source sismique (ondelette - *wavelet*) possède toujours une forme d'impulsion,
- l'effet de l'atténuation naturelle des ondes est négligé dans les formules (5.6) et (5.7).

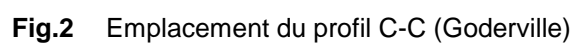
Afin d'augmenter la fiabilité de l'estimation de la résolution dans les conditions réelles et spécifiques à la SHR, nous avons développé un programme original, qui prend en compte ces particularités. Ce programme, nommé « RESOL » constitue la partie du programme pilotant la source sismique vibratoire (Procédure de la Génération et de l'Optimisation des Sweeps et du traitement du signal reçu (*PGOS*)). Il permet entre autres d'estimer les résolutions « disponibles » directement en fonction de la géométrie du dispositif, de la forme d'impulsion sismique (ondelette - *wavelet*) et de l'atténuation des couches. Les résultats sont présentés graphiquement et l'opérateur pourrait directement vérifier (sur le terrain) si le dispositif d'imagerie assure le cahier de charge prédéfini. Les résultats des calculs obtenus à l'aide de cet outil sont présentés sur les figures 4 à 7.

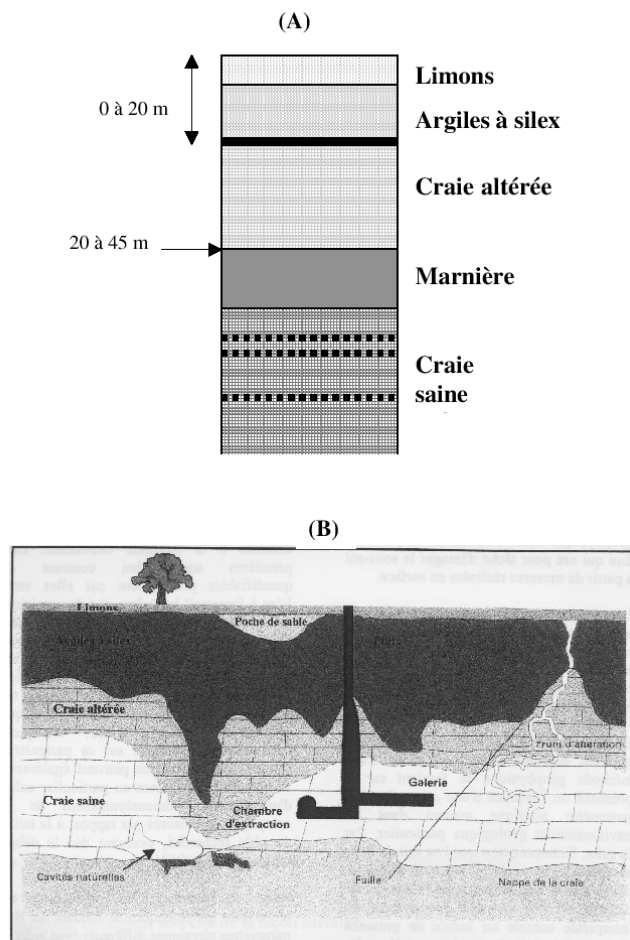
Les figures 5 et 6 représentent respectivement l'estimation de la trace sismique pour la source émettant le signal sous la forme d'« ondelette de Ricker » pour le site d'Eturquaraye et pour le site de Goderville. Cette ondelette est semblable à la signature effective des sources vibratoires, elle est la plus souvent utilisée pour la modélisation en sismique

Les figures 7 et 8 résument les résultats des figures précédentes quantitativement en comparant les valeurs de résolutions « obtenues » pour des *wavelets* de Ricker de différentes fréquences, avec celles « demandées ». Nous pouvons ainsi, estimer directement si la résolution obtenue est suffisante. La résolution « obtenue » de l'ondelette de Ricker est représentée en bleu, la courbe pointillée indique la résolution demandée. La résolution est satisfaisante lorsque la courbe de la résolution « obtenue » se trouve en dessous de celle « demandée ». La courbe noir continue, apparaissant en haut correspond au cas où le wavelet réel n'approche pas celui de Ricker (la signature de source mauvaise)

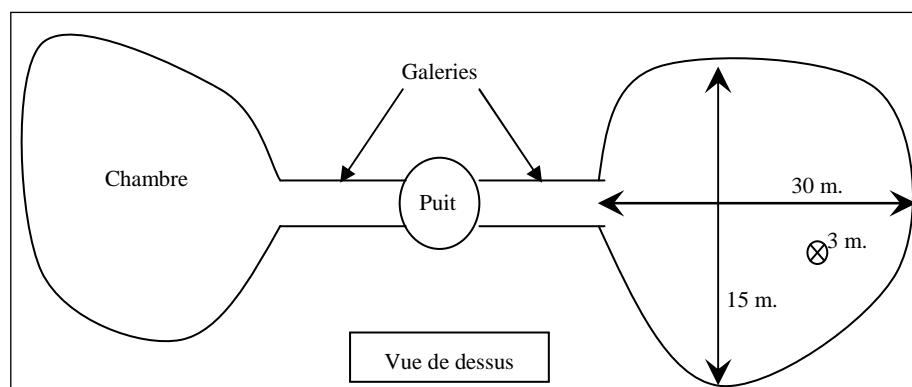
## CONCLUSIONS

- D'après les tableaux 6 et 7, la résolution horizontale pour une fréquence de *100 Hz* au niveau des cavités, donc la précision de la localisation, sera environ 9 mètres. Si on prend en compte que la taille des marnières est de l'ordre de 15 x 60 m environs, telle précision nous paraît suffisante
- Les figures de 6 à 8 montrent qu'une fréquence de *100 Hz* est nécessaire pour l'étude des cavités. Néanmoins fréquence de *150 Hz* permet de distinguer la couche « craie à silex » et apporte une marge de sécurité.
- L'utilisation des sources à ondes S, plus lentes que les ondes P représente certains avantages :
  - La résolution pour la même fréquence sera à priori meilleure.
  - La réflexion à partir d'une cavité devrait être plus forte, par suite sa détection serait plus facile et plus probable.
- Les configurations envisagées semblent donc correctes pour la détection des cavités sur les deux sites, il ne restera qu'obtenir la fréquence supérieure ou égale à 100 Hz. La réponse sera obtenue sur le terrain sur la base des tirs test.

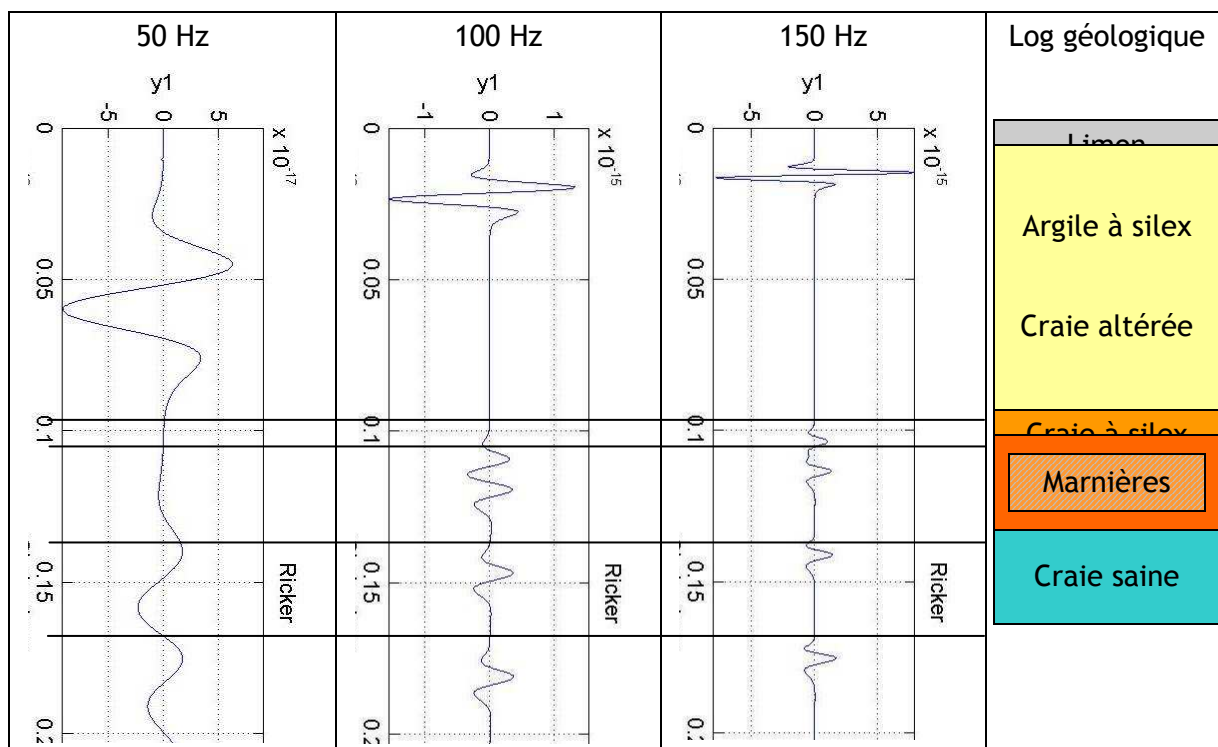




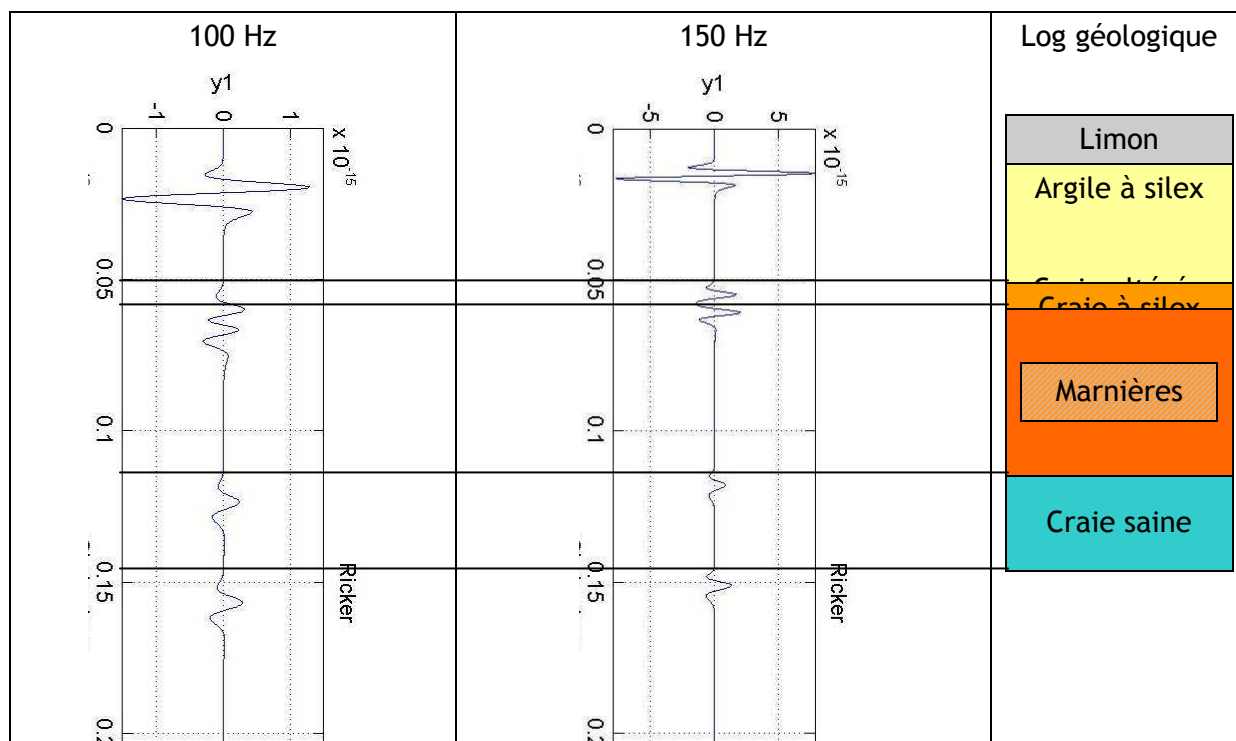
**Fig.3** Log lithologique global (A) et coupe schématique d'une marnière (B)



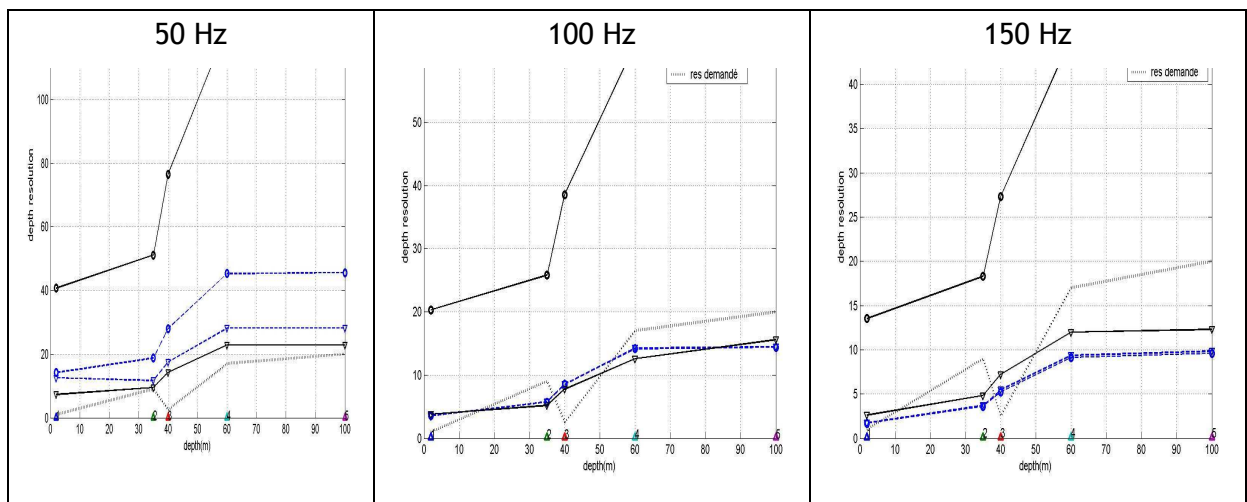
**Fig.4** Représentation en plan d'une marnière à 2 chambres



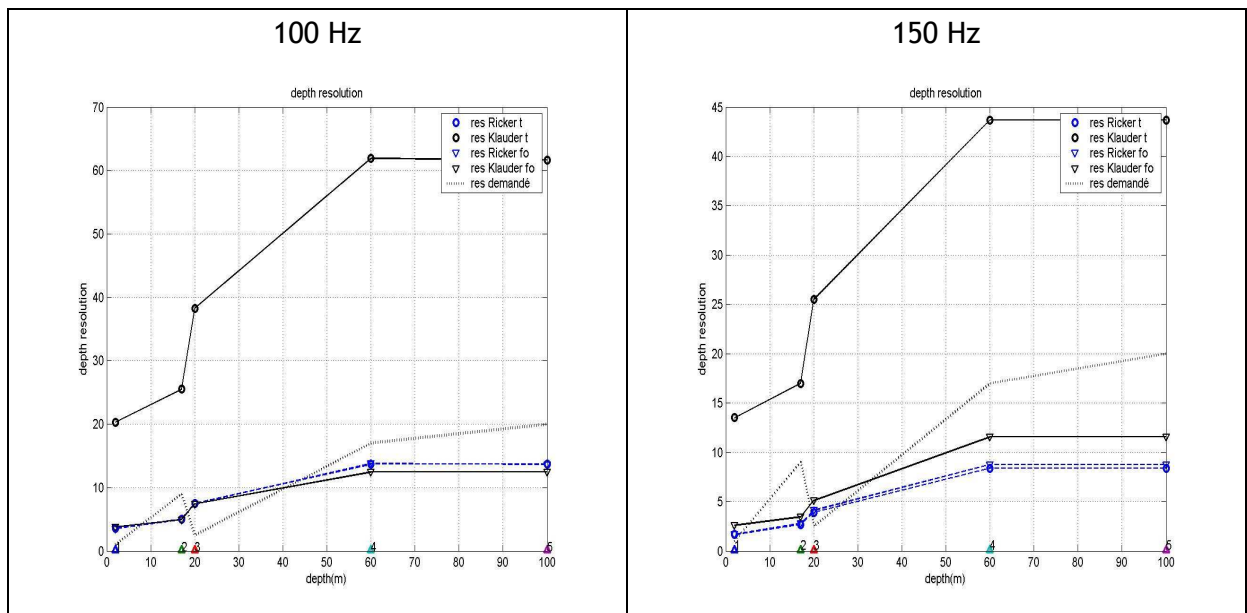
**Fig.5** Simulation de la résolution en profondeur pour le site de Goderville.  
« Traces sismiques » pour trois fréquences, wavelet = *Ricker*



**Fig.6** Simulation de la résolution en profondeur pour le site d'Eturqueraye.  
« Traces sismiques » pour deux fréquences, wavelet = *Ricker*



**Fig.7** La résolution en profondeur en fonction de la profondeur : interprétation quantitative des résultats de la figure 5.



**Fig.8** Interprétation quantitative des résultats de la figure 6